René FRECAUT

LA MOSELLE ET SON BASSIN

Contribution à l'Hydrologie et à la Dynamique Fluviales en Milieu Tempéré Océanique

---

Thèse présentée
devant l'Université de Bretagne Occidentale
Brest, le 21 Octobre 1971

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES

UNIVERSITE DE LILLE III

1972

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545806_0005

René FRECAUT

LA MOSELLE ET SON BASSIN

Contribution à l'Hydrologie et à la Dynamique Fluviales en Milieu Tempéré Océanique

---

Thèse présentée
devant l'Université de Bretagne Occidentale
Brest, le 21 Octobre 1971

SERVICE DE REPRODUCTION DES THESES

UNIVERSITE DE LILLE III

1972

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

"Salut fleuve béni des campagnes... fleuve riche en coteaux que parfume Bacchus.....

Tu promènes tes flots paisibles sans redouter jamais le murmure des vents ou le choc des écueils cachés...

Mais comment chanter tes vertes ondes et vanter ta gloire, ô Moselle, rivale de l'Océan, sans dire ces innombrables rivières qui viennent se joindre à toi par diverses embouchures ?"

Ausone - La Moselle

A V A N T - P R O P O S

C'est un heureux hasard qui nous a conduit à l'hydrologie fluviale. En effet, alors que nous recherchions un thème d'étude sur la France de l'Est, plusieurs crues graves se produisirent dans le bassin de la Moselle en février 1958 et en janvier 1959, suivies de près par des étiages exceptionnels pendant l'été de 1959.

Le désir de mieux saisir ces phénomènes nous incita à entreprendre une étude détaillée de la Moselle et de son bassin, qui présentait, à notre sens, l'intérêt de déborder largement les limites nationales et de se placer dans un cadre européen.

Nous nous ouvrîmes de ce projet à notre maître le professeur A. GUILCHER, qui nous fait aujourd'hui le grand honneur de présider le Jury de notre thèse. Il accepta de diriger l'élaboration de ce travail et sut, par sa bienveillante compréhension, nous aider à le mener à son terme.

Le professeur A. GUILCHER nous dirigea vers le professeur M. PARDE, correspondant de l'Institut, fondateur de la Potamologie en France, qui, d'emblée, voulut bien guider notre recherche, nous faisant profiter de la richesse de son expérience et nous communiquant sa passion pour les cours d'eau. Que tous deux trouvent ici l'expression de notre profonde et respectueuse gratitude.

Nous avons bénéficié aussi de la haute compétence du professeur P. BIROT envers qui nous avons contracté une dette de reconnaissance. Il nous a fait l'honneur de participer à notre Jury aux côtés de ces deux éminents hydrologues.

Nous sommes également très honoré de la présence dans notre Jury de M. J. RODIER, chef de la Section hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. et ingénieur en chef à Electricité de France.

Nous exprimons nos très vifs remerciements aux professeurs J. TRICART et G. ROUGERIE qui, au cours de fructueux échanges de vue, nous ouvrirent d'intéressantes perspectives de travail.

Sur le plan de la documentation, nous avons bénéficié de larges facilités de recherche. Ingénieurs hydrologues allemands, luxembourgeois, néerlandais et français nous réservèrent le meilleur accueil et furent pour nous des conseillers précieux.

Le Dr. W. FRIEDRICH nous ouvrit très amicalement l'accès aux riches archives hydrologiques de la "Bundesanstalt für Gewässerkunde" à Coblence et les Dr. W. ESCHWEILER et F. SCHWILLE nous firent profiter de leur vaste expérience. Le professeur P. SANDER du même Institut nous familiarisa avec les problèmes de pollution de la Moselle et du Rhin. M.M. P. BACKWINKEL, ingénieur en chef, et P. NAGEL, ingénieur à la "Wasser und Schiffahrtsdirektion" à Mayence, ainsi que MM. W. SCHWARTZ, directeur, et P. PEHL, ingénieur au "Landesamt für Gewässerkunde Rheinland Pfalz" à Mayence également, mirent à notre disposition toute la documentation souhaitable. Nous n'aurions garde d'oublier tous les ingénieurs et techniciens des "Wasser-und Schiffahrtsamt" de Coblence et de Sarrebrück, des "Wasserwirtschaftsamt" de Trèves et de Sarrebrück qui nous aidèrent très efficacement.

M. J. P. ENGELS, directeur du Service Météorologique et Hydrographique du Grand-Duché de Luxembourg, sut nous faire découvrir à la fois l'hydrologie et les charmes de son pays si accueillant. M. P.J. WEMELSFELDER, ingénieur en chef à la "Rijkswaterstaat Direktie Waterhuishouding en Waterbeweging" à La Haye, nous fit prendre conscience de l'influence décisive de la Moselle sur le régime du Rhin inférieur.

Nous fûmes, de même, très aimablement accueilli dans les différents services hydrologiques français. MM. J. STAIMESSE, ingénieur en chef et directeur de la Circonscription Electrique Est à Dijon, et A. DICONNE, ingénieur, souvent sollicités, nous apportèrent toujours leur aide. Les ingénieurs du Service de la Navigation à Nancy et ceux des diverses subdivisions, de la Moselle à Epinal, à Toul et à Metz, de la Meurthe à Saint-Dié, de la Sarre à Sarreguemines, mirent à notre disposition toute leur documentation hydr

métrique. Nous sommes spécialement reconnaissant à M. R. DINOT, responsable du Service de l'annonce des crues dans le bassin de la Moselle.

Nous avons été également fort bien reçu dans les services météorologiques allemands et français. Le Dr. K. KEIL, directeur de la Section de Climatologie du "Deutscher Wetterdienst" à Offenbach-am-Main, nous fit l'amitié de s'intéresser à notre travail et ses plus proches collaborateurs, Mme le Dr M. MANIG, MM. H. SCHIRMER et H. JOHANNSEN, ingénieurs, nous ont consacré beaucoup de leur temps. Les archives de la Météorologie Nationale à Paris nous ont été largement ouvertes grâce à l'obligeance de M.R. ARLERY, ingénieur en chef à la Division de Climatologie ; nous ne saurions passer sous silence l'extrême complaisance de M.M. GARNIER, ingénieur, qui facilita tant nos recherches hydrométéorologiques.

Notre étude sur les transports en solution et en suspension doit beaucoup à la compétence de notre collègue et ami, M.R. STRAUSS, de l'Université de Dijon, avec qui nous avons collaboré ; nous avons pu à diverses reprises apprécier son dévouement.

M.G. COURTOIS, ingénieur en chef à la Section d'Applications des Radioéléments du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, a bien voulu s'intéresser à notre recherche en dynamique fluviale ; il a permis la réalisation de notre expérience sur les transports de fond de la haute Moselle.

Les figures et les cartes qui illustrent ce travail ont été dessinées par M.M. WALTERSPIELER, cartographe au Laboratoire de Géographie Physique de Nancy, qui n'a ménagé ni sa peine ni son temps.

A tous ceux qui nous ont apporté leur aide, nous adressons nos sincères remerciements.

I N T R O D U C T I O N

Deux idées directrices ont guidé notre travail. Nous l'avons voulu avant tout géographique, puis nous avons cherché à dégager, à partir de l exemple de la Moselle, certains caractères originaux de l'hydrologie et de la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique.

La recherche en hydrologie fluviale se heurte à des difficultés méthodologiques inhérentes à la double nature de cette science, à la fois géographique et appliquée.

L'hydrologie géographique, devenue grâce à M. Pardé une branche à part entière de la géographie physique, tend à saisir, à posteriori, les principaux aspects des régimes fluviaux ou comportement des cours d'eau. Elle est géographique à plusieurs titres.

Elle cherche, tout d'abord, à expliquer les caractères de l'écoulement par l'interaction complexe des facteurs géophysiques. Si les facteurs géomorphologiques sont pratiquement constants dans un bassin donné, les facteurs lithologiques, pédologiques et biogéographiques sont plus variables et par là même plus difficiles à appréhender. Quant aux facteurs climatiques, ils sont éminemment variables et peu prévisibles. Notre souci constant a donc été une analyse systématique et objective de ces différents facteurs (1).

L'hydrologie géographique se place, d'autre part, à une échelle générale ou du moins régionale. Elle pratique ainsi des comparaisons constantes entre cours d'eau. Ce sont les géographes, comme A. Guilcher,

(1) La première partie de notre travail, consacrée à l'analyse des facteurs géophysiques de l'écoulement, a été présentée à dessein dans une forme différente de celle des deuxième et troisième parties constituant l'étude hydrologique proprement dite.

qui ont développé, à la suite de M. Pardé, la notion féconde de familles ou de domaines hydrologiques correspondant assez bien aux grands domaines morphoclimatiques ou biogéographiques. Mais si chaque organisme fluvial présente des caractères communs aux cours d'eau de son domaine, les particularités de son bassin lui confèrent son originalité. Nous avons, pour cette raison, comparé le plus souvent possible la Moselle aux cours d'eau des régions océaniques ou tempérées voisines.

L'hydrologie appliquée des ingénieurs poursuit des objectifs tout différents. Elle a à résoudre des problèmes pratiques qui exigent une solution rapide et chiffrée; elle établit des prévisions dans de multiples domaines, qu'il serait trop long d'évoquer ici. Les ingénieurs sont, par ailleurs et du fait de leur formation, plus enclins que les géographes à l'emploi du raisonnement mathématique.

Ces deux raisons expliquent que l'hydrologie appliquée se soit tournée la première vers l'utilisation des mathématiques et, plus récemment, vers les possibilités qu'offre le développement de l'informatique, encore que les grands hydrologues - géographes de ce siècle, M. Giandotti, K. Fischer A. Coutagne, W. Wundt et surtout M. Pardé, aient vulgarisé l'emploi du calcul mathématique dans leur discipline.

Sans rejeter à priori l'utilisation des mathématiques ou des méthodes nouvelles de traitement statistique, les géographes doivent chercher à en saisir l'intérêt, mais également les limites. L'emploi d'un ordinateur, à partir de statistiques abondantes et dûment critiquées, permet de confirmer ou éventuellement d'infirmer des conclusions fondées sur le raisonnement géographique, ainsi que nous avons pu l'expérimenter à plusieurs reprises.

L'utilisation de calculatrices analogiques dans la recherche hydrologique soulève, par contre, de sérieuses réserves de notre part. Si elle facilite indiscutablement l'étude de problèmes pratiques difficilement abordables de façon concrète, la simulation totale sur modèle analogique de phénomènes hydrologiques complexes, tel que l'écoulement d'une crue, nous semble plus contestable.

Discipline éminemment géographique, l'hydrologie fluviale ne peut certes se passer d'un support mathématique, mais en aucun cas elle ne saurait ignorer le rôle particulier et très difficile à apprécier de chacun

des facteurs géophysiques de l'écoulement. Notre travail, que d'aucuns qualifieront de "classique",essaie de répondre à cette double exigence.

Plutôt que de nous attacher à une monographie de la Moselle, irréalisable vu les lacunes de la documentation et dont la portée eût été limitée, nous avons préféré insister sur quelques caractères originaux de l'hydrologie et de la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique.

C'est ainsi que nous avons consacré d'assez longs développements à l'étude de certains types de temps qui revêtent le plus grand intérêt en hydrologie fluviale tempérée. Les types de temps anticycloniques continentaux de saison froide, responsables de vagues de froid, caractérisent les grands hivers et provoquent le gel du sol, la formation des glaces fluviales et des étiages atténués. Les types de temps anticycloniques continentaux de saison chaude déterminent un fort déficit pluviométrique et une évapotranspiration exceptionnelle, d'où une sécheresse marquée et des étiages beaucoup plus graves qu'en hiver. Les types de temps perturbés sont à l'origine, surtout en saison froide, des épisodes pluvieux et des averses générateurs de crues généralisées.

Nous avons insisté également sur l'irrégularité interannuelle de l'abondance et du régime saisonnier de la Moselle, comme d'ailleurs de tous les autres cours d'eau océaniques, liée de toute évidence à la variabilité extrême des précipitations, elle-même conséquence de l'instabilité fondamentale des types de temps.

Nous fondant, par ailleurs, sur nos propres mesures effectuées dans le bassin de la Moselle, nous avons tenté de dégager la signification morphologique des transports solides des cours d'eau en milieu tempéré océanique. La faiblesse des transports en suspension et surtout des charriages de fond reflète, sans nul doute, l'inefficacité actuelle de l'érosion mécanique sur les versants, alors que la prédominance des transports en solution traduit une érosion chimique non négligeable.

Guidé par des travaux antérieurs, nous avons enfin adopté une représentation cartographique appropriée pour un certain nombre de phénomènes hydrologiques.

Les histogrammes des modules particuliers permettent une analyse rapide des variations interannuelles de l'abondance. Les cartes synthétiques des régimes saisonniers font ressortir aisément les nuances propres à un bassin fluvial donné.

Les histogrammes relatifs aux étiages explicitent parfaitement les différences de date, de durée et de gravité d'une période de maigres à l'autre. Les cartes de l'écoulement mensuel spécifique minimal en étiages soulignent, quant à elles, l'influence variée des eaux souterraines. Les cartes des débits maximaux bruts et des vitesses de propagation des crues concrétisent de façon expressive l'évolution de ces phénomènes.

Nous ne nous dissimulons pas cependant les réels progrès qui restent à accomplir dans le domaine particulier et assez neuf de la cartographie hydrologique.

PREMIERE PARTIE

LES CONDITIONS DE L'ALIMENTATION ET DE L'ECOULEMENT FLUVIAL DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE

La Moselle naît sur le versant occidental des Vosges au pied du Drumont (1 226 m), à proximité du col de Bussang. Elle coule du Sud-Est vers le Nord-Ouest en direction de Remiremont, puis, d'Epinal jusqu'à Sierck, elle poursuit sa course vers le Nord sur le Plateau Lorrain. Elle quitte le territoire français à Apach et forme entre Schengen et Wasserbillig la frontière germano-luxembourgeoise. Dès lors, la Moselle traverse, à l'aval de Trèves, le Massif Schisteux Rhénan et prend une direction SW - NE jusqu'à sa confluence avec le Rhin à Coblence.

L'étude des conditions de l'alimentation et de l'écoulement fluvial dans le bassin de la Moselle permettra de dégager les caractères physiques originaux de ce bassin, typique des régions de plateaux et de moyennes montagnes en milieu tempéré océanique. Les données topographiques générales seront envisagées rapidement, par contre, les caractères géomorphologiques, de même que les caractères lithologiques essentiels du bassin, seront plus longuement analysés. Les données climatiques constitueront un des thèmes majeurs de cette première partie, alors que les caractères biogéographiques d'ensemble seront brièvement évoqués, faute de documentation précise.

C H A P I T R E P R E M I E R

LES CARACTERES GEOMORPHOLOGIQUES DU BASSIN

L'analyse géomorphologique qui va suivre n'est nullement exhaustive. Les grands ensembles morphostructuraux du bassin seront simplement décrits et les problèmes de l'évolution récente des vallées et des lit fluviaux, au Quaternaire froid, seront abordés dans le cadre de la morphologie fluviale.

Cette dernière étude sera volontairement dissociée de celle des transports solides de la Moselle et de ses principaux affluents (Troisième Partie). En effet, l'évolution morphologique actuelle des lits est limitée, elle dépasse d'autre part l'optique même de ce travail, que nous avons voulu avant tout hydrologique. Elle supposerait, d'ailleurs, des recherches systématiques d'équipe que nous nous proposons d'entreprendre prochainement : cartographie morphologique détaillée des lits fluviaux et des vallées, étude sédimentologique minutieuse, corrélation entre les données du régime fluvial et le façonnement et le calibrage des lits.

Au cours de l'exposé, le rôle de la lithologie sera évoqué à plusieurs reprises. Les caractères généraux des roches et plus spécialement les données stratigraphiques seront signalés dans la présentation géomorphologique du bassin. Les propriétés physiques et chimiques de ces roches feront l'objet du chapitre consacré aux caractères lithologiques et hydrogéologiques.

I. - Les données topographiques générales du bassin

Le bassin versant de la Moselle s'étend à l'Est du bassin sédimentaire de Paris au contact des Vosges, du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne (carte hors-texte I). Plus que la situation géographique, les limites, la forme, la superficie et la répartition des altitudes du bassin méritent de retenir l'attention.

A. - Situation géographique du bassin

Le bassin s'allonge sur environ 273 km du Sud au Nord, suivant approximativement le méridien 6°40' de longitude Est, de la haute vallée de la Moselle, en amont du Thillot, au cours supérieur de la Kyll, en amont de Kronenburg, soit de 47°48'54" à 50°25'15" de latitude Nord. C'est dans son secteur moyen que le bassin atteint sa largeur maximale, 169 km de la source de l'Orne au cours supérieur du Schwarz Bach, affluent de la Blies.

Bassin type des moyennes latitudes, il est situé au coeur de l'Europe occidentale. Le bassin de la Seine est tout proche. A l'Est, au Nord-Est et au Nord, le bassin de la Moselle est limitrophe de ceux d'autres affluents du Rhin supérieur et inférieur : Ill, Lauter, Speyer Bach, Nahe, Nette et Ahr (1). Au Sud, sa limite marque, sur 111 km environ, la ligne de partage des eaux entre la Mer du Nord et la Méditerranée. A l'Ouest et au Nord-Ouest, le bassin de la Meuse le borde sur plus de 480 km. Il ne saurait être question d'analyser dans le détail ses limites topographiques, d'une longueur de l'ordre de 1230 km, il convient cependant d'en fixer les traits principaux.

B. - Limites topographiques et forme générale du bassin

M. Von Tein (1905) a consacré, dans son intéressant ouvrage sur la Moselle, de nombreuses pages à la délimitation topographique du bassin, auxquelles on ne peut que renvoyer. Du fait de la faible perméabilité des roches, la ligne de partage des eaux superficielles coïncide le plus souvent avec les limites réelles du bassin.

Du col de Bussang jusqu'au Hohneck (1 366 m) et plus au Nord au Climont (966 m), la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Moselle et de l'Ill coïncide approximativement avec la ligne de faîte de la montagne cristalline vosgienne, orientée du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est. La limite du bassin est repoussée vers l'Ouest, au contact de la haute vallée de la Bruche, et rejoint le Donon (1 008 m). Dès lors, la ligne de partage des eaux retrouve son tracé général initial des plateaux des Vosges gréseuses à ceux du Pfälzer Wald. D'Abreschwiller à Bitche et à Pirmasens, la limite orientale du bassin ne correspond pas aux secteurs les plus élevés du relief : Schneeberg 961 m, Wintersberg 581 m, Esch Kopf 610 m, Donnesberg 687 m, qui sont drainés par la Zorn, la Moder, la Lauter et le Speyer Bach. C'est au Sud de Kaiserlautern que se situe l'avancée la plus orientale du bassin.

---

(1) On a adopté la division du cours du Rhin par les ingénieurs allemands, en 3 secteurs principaux : Rhin alpin des sources à Bâle, Rhin supérieur de Bâle à Kaub, en aval de la confluence de la Nahe, et Rhin inférieur en aval de Kaub.

La limite entre les bassins de la Moselle et de la Nahe se marque par une vaste indentation en direction du Sud-Ouest. La majeure partie du Pfälzer Bergland, correspondant à la cuvette Sarre-Nahe, est drainée par la Nahe et son principal affluent, la Glan. Mais au Nord de Sankt Wendel, la ligne de partage des eaux retrouve la grande direction SSW - NNE ; elle suit les zones les plus élevées du Hunsrück : Hochwald (Erbes Kopf 816 m) et Idar Wald (Vierherrenwald 765 m), pour rejoindre la vallée du Rhin en direction de Coblence.

Du Ballon d'Alsace (1 245 m) et du Ballon de Servance (1 189 m) à la marge occidentale de la Vôge, la limite méridionale du bassin de la Moselle n'est distante que de quelques kilomètres du lit du cours d'eau. Sa direction est nettement SE-NW et la vallée de la Moselle n'est séparée que par une ligne de hauteurs modestes du cours supérieur de la Saône et de ses principaux affluents : Ognon, Breuchin et Augronne et Coney.

Au Nord de la source du Madon, la limite occidentale du bassin traverse le Plateau lorrain suivant une direction SSE-NNW jusqu'à proximité de Verdun ; elle coïncide en de nombreux secteurs avec la cuesta dite de Meuse. Le bassin de la Moselle se rapproche à moins d'un kilomètre du cours de la Meuse à Pagny-sur-Meuse à l'Ouest de Toul, à quelques kilomètres seulement au Nord de Commercy et à l'Est de Verdun. Les bassins du Rupt de Mad et de l'Orne sont les plus occidentaux. C'est dans la plaine de la Woëvre que la ligne de partage des eaux entre bassins mosellan et mosan apparaît comme la plus indécise, marquée par de faibles dévinellations dans les marnes. Elle s'oriente tout d'abord du Sud-Ouest au Nord-Est, puis du Sud au Nord, séparant les bassins de la Chiers et de la Semois, d'une part, de l'Orne, de la Fensch et de la Sûre, d'autre part, aux frontières de la Belgique, du Luxembourg et de la France.

Dans l'Ardenne et l'Eifel, la limite des bassins de la Moselle et de la Meuse retrouve, de Bastogne à Saint Vith, la direction SW - NE, déjà notée dans le Hunsrück. Les hauts sommets du massif ancien : Forêt de Bullange (603m), Forêt de Bouchholz (690m), séparent nettement les bassins des affluents de la Meuse, Lesse, Ourthe et Amblève, de ceux des affluents de la Moselle, Sûre et Our. Du bassin de la haute Kyll, le plus septentrional, la limite orohydrographique court d'Ouest en Est, au Sud des bassins de l'Ahr et de la Nette, partie intégrante de la cuvette rhénane de Neuwied.

L'utilisation de l'indice d'homogénéité de Ph. Pinchemel (1950) : $I = \frac{S}{3,985 \times \left(\frac{l}{2,59}\right)^2}$, S étant la superficie du bassin et l sa longueur maximale, ne permet guère de préciser la forme d'un bassin de l'importance de celui de la Moselle. En effet, plus un bassin est étendu, plus sa forme tend à s'éloigner de celle toute théorique de l'ovoïde de référence, ayant pour grand axe la longueur maximale de ce bassin. Les grands bassins sont donc généralement de forme irrégulière et leur indice d'homogénéité est nettement inférieur à l'unité. La valeur de cet indice pour le bassin de la Moselle, 0,624, est proche de celle des bassins de la Seine, 0,716, de la Garonne, 0,602, de la Loire, 0,600, du Rhône, 0,550. Les indices d'homogénéité des

bassins du Main et de la Lahn sont du même ordre de grandeur, respectivement 0,660 et 0,590. Cet indice n'a, en définitive, de signification précise que pour de petits bassins, voire élémentaires, en roches homogènes. (1)

Il est possible, néanmoins, de dégager quelques caractères relatifs à la forme générale du bassin de la Moselle. D'orientation méridienne dominante, il se distingue par sa disposition en fuseau. Certes, deux indentations majeures accidentent ses contours à l'Ouest comme à l'Est : les bassins de la Chiers et de la Nahe. De plus, il faut déjà noter la position variable de l'axe hydrographique principal, la Moselle, coulant nettement à l'Ouest dans la partie méridionale du bassin et à l'Est dans le secteur septentrional. La forme du bassin diffère considérablement de celle du bassin voisin de la Meuse, non tant par son orientation générale que par sa configuration. C'est en fait avec les bassins du Main et de la Lahn que le bassin de la Moselle offre le plus de similitude, malgré des orientations entièrement différentes. Mais la comparaison du bassin de la Moselle avec les bassins des autres affluents du Rhin supérieur et inférieur est plus expressive en ce qui concerne la superficie.

C. - Superficie totale du bassin

C'est encore au travail ancien de M. Von Tein (1905) que l'on doit l'étude la plus détaillée de la superficie totale du bassin et des superficies des bassins des affluents de la Moselle, groupés en catégories de premier, second et troisième ordre. Un planimétrage minutieux, effectué sur la carte topographique allemande au 1/200 000e, a permis à l'auteur d'avancer la valeur de 28 230,3 km^2 pour l'ensemble du bassin. Il s'est avéré inutile de reprendre ce travail considérable, d'autant que les sondages des services hydrologiques allemands, corrigeant ces mesures à partir de cartes plus récentes et à plus petite échelle, ont abouti à un total fort proche de 28 156 km^2, soit un écart de 0,2%, pratiquement donc négligeable.

Le bassin de la Moselle n'est donc qu'un bassin moyen, au sens de M. Pardé, compris entre 10 000 et 50 000 km^2. Il est, cependant, le plus important de tous ceux des affluents du Rhin : 27 395 km^2 pour le Main, 17 625 km^2 pour l'Aar, 13 809 km^2 pour le Neckar, 5 946 km^2 pour la Lahn, 4 391 km^2 pour la Lippe, 4 500 km^2 pour la Ruhr et 4 043 km^2 pour la Nahe. Du simple fait de l'extension de son bassin, on soupçonne le rôle essentiel de la Moselle sur le régime du Rhin inférieur.

---

(1) Ainsi le bassin de la Salm, très allongé, a un indice d'homogénéité très faible, soit 0,384, alors que l'indice atteint 0,806 pour le bassin de la Wilz, beaucoup plus ramassé.

Ce bassin, point trop vaste, peut donc constituer un domaine de choix pour une étude approfondie de l'hydrologie en milieu tempéré océanique, sa superficie soutient la comparaison avec celle d'autres bassins fluviaux océaniques : 29 800 km^2 pour la Saône, 36 011 km^2 pour la Meuse, 40 400 km^2 pour la Weser, 79 000 km^2 pour la Seine.

Cette superficie seulement moyenne, en dépit de nuances orographiques, lithologiques, climatiques et biogéographiques certaines, explique la relative unité du bassin.

D. - Importance relative des différents bassins partiels

Les différents services hydrologiques se contentant le plus souvent de planimétrages limités à une partie des bassins, en amont des stations hydrométriques, ce sont les chiffres de M. Von Tein qui ont été encore utilisés. De plus, seules certaines valeurs de superficie des bassins partiels seront présentées, compte-tenu de l'importance hydrologique des cours d'eau et de l'équipement hydrométéorologique des bassins partiels.

Le tableau I résume la répartition des superficies par bassins principaux : haute et moyenne Moselle en amont de la confluence de la Meurthe à Pompey (3 733,8 km^2), Meurthe (3 085 km^2), moyenne Moselle de la confluence de la Meurthe à celle de la Seille à Metz (1 082,4 km^2), Seille (1 279,6 km^2), moyenne Moselle de la confluence de la Seille à celle de la Sarre à Konz, à l'exclusion du bassin de la Sûre (2 900,6 km^2), Sûre (4 337,5 km^2), Sarre (7 420,3 km^2), Moselle inférieure en aval de la confluence de la Sarre (4 390,2 km^2).

Il faut remarquer qu'à l'aval du bassin convergent deux affluents les plus importants quant à leur superficie, la Sûre et la Sarre, avec 11 757 km^2, soit 42 % de la superficie totale. Le bassin de la Moselle à l'amont de la confluence de la Sûre a une étendue à peine supérieure, 12 203 km^2, soit 43 % seulement de l'ensemble. Enfin, à l'aval de la confluence de la Sarre, la Moselle écoule les eaux venues de près de 85 % de la superficie du bassin. Aussi, les stations hydrométriques de Trèves et de Cochem, pour lesquelles d'ailleurs existent les plus longues séries de mesures, sont-elles hautement caractéristiques du régime du cours d'eau. Certains affluents, tant du massif vosgien (Vologne, Mortagne) que du Massif Schisteux Rhénan (Kyll, Salm, Flaum Bach), mériteront une attention particulière, malgré la faible étendue de leurs bassins.

E. - Répartition des altitudes dans le bassin

S il n'est pas possible d'analyser en détail l'altitude moyenne des bassins des principaux affluents de la Moselle, il est par contre indis-

TABLEAU I

SUPERFICIE DES BASSINS DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS
(d'après M. Von Tein)

Bassin	Superficie (km 2)	Bassin	Superficie (km 2)
Haute et Moyenne Moselle en amont de la confluence de la Meurthe	3 733,8	Sûre-Sauer R.G.	4 337,5 (3)
- Moselotte R.D.	358,5	- Wiltz R.G.	436,6
- Vologne R.D.	365,6 (1)	- Alzette R.D.	1 206,2
- Madon R.G.	1 045,3 (2)	- Our R.G.	670,6
		- Ernz Blanche R.D.	101,6
		- Ernz Noire R.D.	103,3
		- Prüm R.G.	891,4
Meurthe R.D.	3 085,0 (2)		
- Vezouse R.D.	565,3 (2)	Sarre-Saar R.D.	7 420,8 (3)
- Mortagne R.G.	579,8 (2)	- Albe R.G.	407,8
- Sanon R.D.	290,8 (2)	- Blies R.D.	1 895,5
		- Rosselle R.G.	245,2
		- Prims R.D.	739,0
		- Nied R.G.	1 371,8
Moyenne Moselle de la confluence de la Meurthe à celle de la Seille	1 032,4		
- Rupt de Mad R.G.	366,4	Moselle inférieure en aval de la confluence de la Sarre	4 390,2
Seille R.D.	1 279,6	- Ruwer	236,1
- Petite Seille R.D.	156,1	- Kyll	841,2
		- Salm	296,4 (4)
		- Grosse Dhron	327,7 (4)
		- Lieser	402,0
Moyenne Moselle de la confluence de la Seille à celle de la Sarre (bassin de la Sûre exclu)	2 900,6	- Alf Bach	357,3
		- Flaum Bach	204,0
		- Elz Bach	222,1
		- Bay Bach	106,7
- Orne R.G.	1 309,5		
- Fensch R.G.	106,5		
- Syre R.G.	200,8	Total du bassin de la Moselle	28 230,8

(1) 366 km2 d'après la 2e Circonscription Electrique
(2) Les Services français de la Navigation, attribuent à ces différents bassins des superficies nettement inférieures, soit respectivement 960 km2, 2 940 km2, 550 km2, 560 km2, et 280 km2.
(3) Respectivement 4 365 km2 et 7 448 km2 selon R. Keller (1958)
(4) Respectivement 290,6 km2 et 319,4 km2 selon le "Landesamt für Gewässerkunde von Rheinland-Pfalz".

pensable de fixer quelques données relatives à l'altitude d'ensemble du bassin, ou plus exactement aux diverses tranches d'altitude (tableau II).

La répartition des altitudes ressort nettement de la courbe hypsométrique générale du bassin (fig. 1). Les secteurs, d'altitude supérieure à 1 000 m, sont peu étendus et limités exclusivement au massif vosgien. Les secteurs, d'altitude comprise entre 700 et 1000 m, couvrent seulement 467 km^2 toujours dans les hautes Vosges (M. Von Tein, 1905). Les secteurs, dont l'altitude varie de 400 à 700 m, correspondent encore aux moyennes montagnes, soit 1 560 km^2 dans les Vosges et plus de 4 360 km^2 dans l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan. Sur le Plateau Lorrain, seuls 340 km^2 ont une altitude supérieure à 400 m ; l'altitude moyenne du Plateau est comprise entre 200 et 400 m sur près de 15 400 km^2. Les secteurs du bassin d'altitude inférieure à 200 m sont peu étendus, ce sont essentiellement les grandes vallées du Plateau Lorrain (près de 1 350 km^2) et du Massif Schisteux Rhénan (environ 470 km^2).

Ces quelques brèves indications relatives à la topographie générale du bassin de la Moselle ne sauraient suffire, il convient de définir maintenant ses caractères géomorphologiques essentiels.

II. - Les grands ensembles morphostructuraux du Bassin et le réseau hydrographique (1)

Le bassin de la Moselle correspond à plusieurs grands ensembles morphostructuraux : deux moyennes montagnes hercyniennes, les Vosges et le Pfälzer Wald, l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan, un plateau sédimentaire essentiellement secondaire, le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, le Pfälzer Bergland et le Trierer Bucht (carte hors-texte II).

Ce n'est pas l'objet de ce travail de mener une analyse détaillée de ces différents ensembles ; de plus, la littérature morphologique existante est souvent fort limitée. Néanmoins, une brève esquisse morphologique du bassin sera présentée, la connaissance des formes du relief s'avère indis-

---

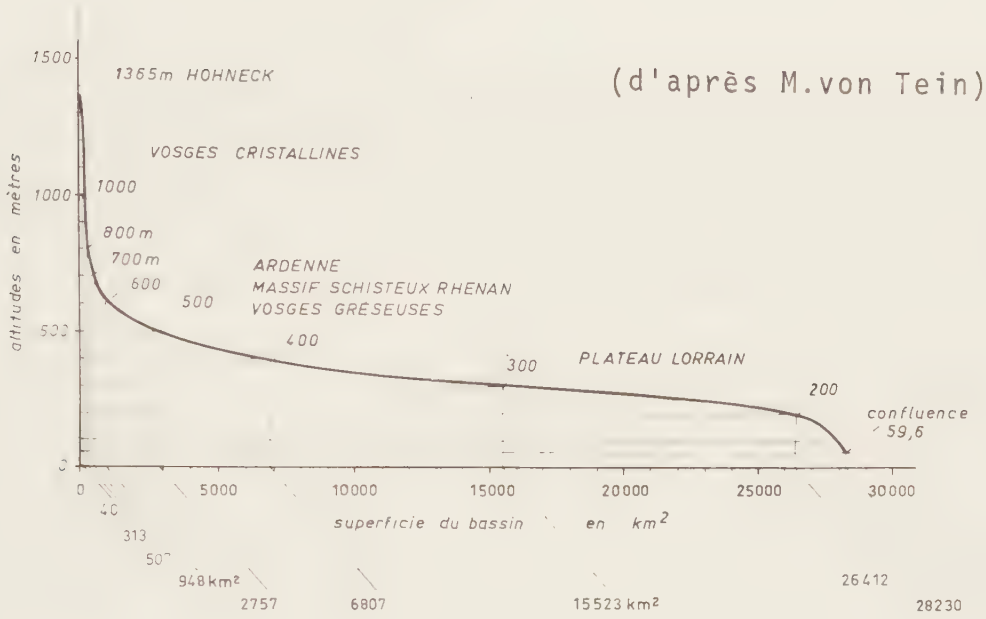
(1) La carte des grands ensembles lithologiques et morphostructuraux du bassin ne constitue qu'un schéma d'orientation. Faute de cartes géologiques suffisamment précises, les indications concernant le bassin de Luxembourg-Trèves, l'Ardenne, le Massif Schisteux Rhénan, le Pfälzer Bergland et le Pfälzer Wald ne sont qu'approximatives. De plus, afin de ne pas surcharger le dessin, seuls les accidents tectoniques majeurs ont été représentés.

TABLEAU II

REPARTITION DE LA SUPERFICIE DU BASSIN DE LA MOSELLE PAR TRANCHES D'ALTITUDE
(d'après M. Von Tein)

Tranches d'altitude	Superficie (km 2)	% par rapport à la superficie totale
au dessus de 1 000 m	40	0,2
800 - 1 000 m	273	1,0
700 - 800 m	193	0,7
600 - 700 m	441	1,6
500 - 600 m	1809	6,4
400 - 500 m	4050	14,1
300 - 400 m	8716	31,0
200 - 300 m	10889	38,6
au dessous de 200 m	1818	6,4

FIG.1 COURBE HYPSOMETRIQUE DU BASSIN DE LA MOSELLE



pensable, ne serait-ce que pour définir quelques caractères morphométriques essentiels : altitudes, pentes, orientation dominante du relief.

D'autre part, un rappel même succinct des grands traits de l'évolution géomorphologique s'impose ; il permettra d'éclairer les rapports du réseau hydrographique et de la structure, en particulier le problème de l'installation de ce réseau. L'évolution récente du réseau hydrographique et des vallées au Quaternaire sera envisagée dans le cadre de l'étude de morphologie fluviale.

Les grands ensembles morphostructuraux du bassin sont de taille relativement modeste. Suivant l'intéressante classification taxonomique de A. Cailleux et de J. Tricart (1965), ces divers ensembles appartiennent à des unités morphologiques de troisième grandeur, de l'ordre de la centaine de km de grand axe et de la dizaine de milliers de km^2 de superficie. Mais à l'intérieur de ces grands ensembles, des unités morphologiques plus petites s'individualisent. Ainsi, les bassins permiens de Saint Dié ou de la Sarre - Nahe constituent des unités de quatrième grandeur, n'excédant pas la dizaine de km de grand axe et quelques centaines de km2 de surface.

L'étude précise des relations du tracé du réseau hydrographique et des principaux éléments du relief suppose la distinction d'unités morphologiques de plus petite taille encore, les unités de cinquième grandeur de quelques km de longueur et de quelques km^2 de superficie. Telles sont les cuestas du Plateau Lorrain qui, si elles s'allongent sur des dizaines de km, ne conservent souvent leur homogénéité que sur de faibles distances, telles sont également les crêtes appelées parfois à tort appalachiennes dans l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan et les lignes de crêtes du massif vosgien.

Les formes alluviales de vallées, spécialement les terrasses climatiques, unités de sixième grandeur, devront également retenir notre attention. Certaines unités morphologiques de septième grandeur, encore moins étendues, seront signalées ; de véritables microformes, comme les mardelles, offrent autant d'intérêt pour l'hydrologie que pour la géomorphologie elle-même. Mais ce sont évidemment les unités morphologiques de troisième grandeur qui vont servir de base à cette étude.

A. - Deux moyennes montagnes : Vosges et Pfälzer Wald, Massif Schisteux Rhénan et Ardenne.

A l'exception des hautes Vosges cristallines faisant figure de véritable montagne, ces deux ensembles sont formés, en fait, de hauts plateaux burinés par un vigoureux relief en creux. Les grands traits de l'évolution géomorphologique de ces montagnes, de même que les problèmes de l'installation du réseau hydrographique, seront analysés simultanément avec le Plateau lorrain.

1. - Vosges et Pfälzer Wald

Le massif vosgien et le Pfälzer Wald, qui le prolonge au Nord-Est, offrent une limite occidentale peu nette au contact du Plateau Lorrain et du Pfälzer Bergland, alors qu'à l'Est ils tombent par une série de gradins sur la plaine d'Alsace-Bade et le Rheingau. Cette limite est plus géologique et phytogéographique que topographique ; le passage à la montagne vosgienne se marque par les affleurements de grès du Buntsandstein et par la présence de Conifères et surtout du Sapin (J. Beaujeu - Garnier, 1960). Au Sud-Ouest, la Vôge gréseuse s'individualise toutefois nettement par rapport au massif, dont elle est séparée par un talus abrupt ; elle fait transition avec les plateaux de la Haute Saône.

Il existe une grande diversité de paysages morphologiques entre les hautes Vosges cristallines et métamorphiques, au Sud et au Centre, et les basses Vosges gréseuses, à l'Ouest et au Nord-Nord-Est.

Seules les Vosges cristallines et métamorphiques donnent au bassin supérieur de la Moselle un aspect montagnard. Le relief apparaît, selon C. Frey, comme beaucoup plus aéré que dans la Forêt Noire (1). Les secteurs situés au-dessus de 800 m, 1 000 m, et 1 200 m sont deux fois plus étendus

---

(1) Dans son analyse morphométrique détaillée du relief des Vosges l'auteur a établi une délimitation en partie contestable du massif vers le Nord, à la coupure de Saverne. Ce travail n'en présente pas moins un intérêt indéniable, spécialement en ce qui concerne les Vosges cristallines (C. Frey, 1965).

en Forêt Noire que dans les Vosges ; ainsi, dans les Vosges méridionales, au Sud du Rheinkopf, les régions d'altitude supérieure à 800 m occupent seulement 33 % de la surface de base du massif contre 57 % dans la Forêt Noire. Mais, malgré une altitude moyenne des Vosges du Sud nettement inférieure à celle du massif voisin, soit respectivement 655 et 730 m, les zones sommitales dans les Vosges se situent généralement entre 1 200 m et 1 300 m alors qu'elles dépassent rarement 1 200 m en Forêt Noire.

Cette dissection plus poussée du relief vosgien se traduit par de hautes lignes de faîte et de larges vallées. C. Frey a cartographié 171 lignes de crête pour l'ensemble du massif vosgien. En fait, seules deux lignes de crêtes principales, d'orientation SSW - NNE, se dégagent nettement et forment la ligne de partage des eaux entre l'Ill et la Moselle. La ligne de faîte des hautes Vosges court du Ballon d'Alsace au Champ du Feu ; elle est jalonnée par les hauts sommets cristallins ou ballons, d'altitude supérieure à 1 200 m : Grand Drumont, Grand Ventron, Rheinkopf, Hohneck, Hautes Chaumes, Tête des Faux. Le Climont (956 m) et le Donon (1 093 m) appartiennent déjà aux Vosges gréseuses.

Des lignes de crêtes secondaires se raccordent à la ligne principale : Ballon de Servance, Grand Ballon hors des limites du bassin, collines à l'Ouest de la vallée de la Moselotte, au Nord de la vallée de la Vologne ; elles correspondent à la surface du socle cristallin, doucement inclinée vers l'Ouest et entaillée par de nombreuses vallées. Seul, le Hohneck s'individualise nettement dans cette montagne, formée de matériaux cristallins et métamorphiques ; il constitue un remarquable centre de dispersion des eaux, qui n'a pas son équivalent en Forêt Noire.

De larges et amples vallées incisent son versant Ouest : vallées supérieures de la Meurthe, de la Vologne et de la Moselotte. Elles sont relativement peu encaissées et sont parfois occupées par des lacs d'origine glaciaire : lacs de Retournemer, de Longemer et de Gérardmer dans la vallée de la Vologne. Toutefois, les formes liées à l'érosion glaciaire ou périglaciaire, les cirques en particulier, sont moins développées que sur le versant oriental du massif.

Dans ses recherches relatives à l'énergie du relief, C. Frey (1965) a été amené à calculer la hauteur moyenne des lignes de crêtes et l'altitude moyenne de ces hautes vallées, en des secteurs strictement délimités. Par différence, il déduit la hauteur moyenne relative des lignes de crêtes, qui équivaut à l'encaissement moyen des vallées. Ces données, quoique théoriques, n'en sont pas moins fort expressives. La haute vallée de la Moselle, près de Saint-Maurice est encaissée de 400 à 500 m, celle de la Moselotte à l'amont de la Bresse de 400 à 450 m, celle de la Vologne de 400 à 450 m en amont du lac de Longemer mais seulement de 200 à 250 m en aval, celle de la Meurthe à l'amont de Fraize de 450 à 500 m. Par contre, l'encaissement moyen des vallées est beaucoup plus important sur le versant alsacien, du fait de la dissymétrie topographique fondamentale du massif. Ainsi, l'encaissement de la vallée supérieure de la Doller à Sewen est de 600 à 700 m, celui de

la haute vallée de la Thür, en amont de Kruth, peut atteindre jusqu'à 800 m, celui de la haute vallée de la Fecht, à l'amont de Mittlach, est même légèrement supérieur.

Un autre caractère remarquable de ces vallées est leur orientation dominante, qui se retrouve d'ailleur dans les Vosges gréseuses. Deux directions principales, correspondant aux grandes lignes de dislocation varisque et armoricaine du massif cristallin, se dégagent nettement : NE -SW pour la Moselle supérieure, la Moselotte supérieure, le Bouchot, le Rupt de Cleurie, la Vologne inférieure, SE - NW pour la Moselle en aval du Thillot, la Vologne supérieure et la Meurthe supérieure.

A l'exclusion de la Vôge, les Vosges gréseuses de l'Ouest et du Nord, ainsi que la Pfälzer Wald, représentent un autre ensemble morphostructural du bassin, caractérisé par sa couverture forestière. Son unité provient avant tout de la lithologie, grès et conglomérats du Buntsandstein, dont l'épaisseur s'accroit du Sud au Nord. Il est séparé des hautes Vosges cristallines par une dépression de direction SW - NE, se développant de Bruyères à Saales, par les vallées de la Fave et de la Bruche supérieure.

Les Vosges gréseuses de l'Ouest appartiennent entièrement au bassin de la Moselle ; les Vosges gréseuses au Nord du Donon et le Pfälzer Wald s'étendent, en majeure partie, dans les bassins de l'Ill (Bruche) et d'autres affluents du Rhin supérieur (Zorn, Moder, Lauter, Speyer Bach). Elles ne forment donc pas, à la différence des hautes Vosges, une ligne nette de partage des eaux.

Les Vosges gréseuses se présentent comme de hauts plateaux s'abaissant régulièrement vers l'Ouest au contact du plateau du Muschelkalk ; ils sont disséqués en collines aux formes massives par d'assez larges vallées, dont l'orientation rappelle celle des principales vallées des Vosges cristallines. La vallée de la Moselle de Remiremont à Epinal, la vallée de la Meurthe de Saint-Dié à Baccarat, la vallée supérieure de la Mortagne, les hautes vallées de la Sarre Blanche et de la Sarre Rouge ont un tracé caractéristique SE - NW ; l'orientation NE - SW ne se retrouve qu'en des secteurs fluviaux plus limités: vallées du Rabodeau et de la Plaine. L'altitude moyenne est bien plus faible que dans le massif cristallin : 445 m pour les Vosges gréseuses à l'Ouest, 500 m pour les Vosges gréseuses au Nord jusqu'à Saverne, contre 650 m environ au Centre et au Sud (C. Frey, 1965). L'encaissement relatif des vallées est également moins grand, de l'ordre de 250 à 300 m pour la vallée supérieure de la Sarre Blanche en amont de Turquestein, de 300 à 350 m pour la vallée de la Sarre Rouge à la Marcarerie.

Les hauts sommets forment une ligne de crête plus discontinue qu'au Sud mais d'orientation générale semblable SSW - NNE, de Saint-Dié au Schneeberg (961 m) et au Rosskopf (811 m) en passant par le Donon ; le plus

souvent elle correspond au rebord du plateau du Buntsandstein, donc à la cuesta dite du grès vosgien faisant face au massif cristallin. Au Sud-Ouest de Saint-Dié, la cuesta s'estompe pour ne réapparaître que localement dans la région de Remiremont. Pour reprendre la terminologie classique, le tracé de la Moselle est approximativement orthoclinal de Remiremont à Jarménil, puis le cours d'eau traverse le front de côte par une percée cataclinale. Une autre percée, plus nette, mais oblique est celle de la Meurthe à Raon-l'Etape, en aval de la cuvette de Saint-Dié.

En effet, l'originalité morphologique des Vosges gréseuses de l'Ouest réside dans une dépression permienne localisée, développée à 200 m en contre-bas de la cuesta, au contact du socle cristallin se relevant vers l'Est. Les matériaux permiens très variés, grès, conglomérats, mais aussi marnes et dolomies, peuvent atteindre jusqu'à 700 m de puissance. Cette dépression, de forme irrégulière, s'étendant de Bruyères à Saint-Dié et à Saales, s'étale tout autour du massif granitique de Senones dans les vallées du Rabodeau et de la Fave ; elle se limite aux dimensions d'une vallée dans le secteur inférieur de la Vologne et retrouve une certaine extension dans la région de Remiremont. Elle constitue une remarquable zone de convergence des eaux dans le bassin supérieur de la Meurthe. De telles cuvettes de subsidence permiennes se retrouvent dans le Pfälzer Bergland et le bassin de Trèves.

Les caractères topographiques du Pfälzer Wald sont très proches de ceux des Vosges gréseuses (H. Liedtke, 1968). La surface du haut plateau gréseux s'élève de 400 à 500 m pour atteindre 610 m à l'Eschkopf, au sud de Kaiserlautern. Le nom de Haardt est généralement réservé au seul rebord du Pfälzer Wald sur le Rheingau. Le plateau presque entièrement boisé tout comme les Vosges gréseuses, est entaillé par de larges vallées peu profondes ; leur tracé, dans le bassin de la Blies, correspond à la double orientation déjà notée, soit NE - SW pour la Mosalbe, la Rodalbe et le Horn Bach, soit SE - NW pour le Schwarz Bach.

Le massif vosgien est donc constitué de deux unités morphologiques différentes. Les hautes Vosges cristallines et métamorphiques du Sud et du Centre ont seules l'aspect de montagne ; les basses Vosges gréseuses de l'Ouest et surtout du Nord, de même que le Pfälzer Wald, font figure de hauts plateaux fortement disséqués. Cependant, deux traits orohydrographiques majeurs, communs aux deux ensembles dans le cadre de bassin, méritent d'être soulignés, d'une part, l'orientation générale du relief du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est, d'autre part, le tracé du réseau hydrographique suivant deux directions sensiblement orthogonales.

2. - Massif Schisteux Rhénan et Ardenne Belgo-Luxembourgeoise

Le Massif Schisteux Rhénan et l'Ardenne forment le deuxième ensemble morphostructural du bassin, couvrant près de 7 700 km^2, contre seulement 3 500 km^2 pour l'ensemble des Vosges (M. Von Tein, 1905). Malgré des caractères topographiques et lithologiques assez semblables, soit des hauts

plateaux massifs constitués de matériaux sédimentaires à dominante schisteuse du Silurien et surtout du Dévonien, trois unités morphologiques se dégagent nettement : le Hunsrück au Nord-Est, séparé de l'Eifel au Nord-Nord-Ouest par la vallée de la Moselle inférieure, l'Ardenne à l'Ouest-Nord-Ouest isolée de l'Eifel par le vaste bassin sédimentaire de Luxembourg et de Trèves. Les altitudes moyennes seulement modestes : 370 m pour le Hunsrück, 430 m pour l'Eifel et l'Ardenne, apparentent ces massifs aux basses Vosges et au Pfälzer Wald.

Le Hunsrück s'étend, d'Ouest en Est, de la vallée de la Moselle à la vallée de la Nahe, et, du Sud au Nord, de la vallée de la Sarre à la vallée du Rhin. Ce massif n'appartient que partiellement au bassin de la Moselle.

Des barres étroites et élevées de quartzites dévoniens, s'allongeant du Sud-Ouest au Nord-Est sur plus de 100 km, constituent en partie la ligne de partage des eaux entre Moselle et Nahe. A l'extrême Nord-Est, le Soon Wald comportant de nombreux sommets dépassant 600 m : Katzenkopf, Simmerkopf, Lützel Soon, de même que le Binger Wald (642 m) sont situés dans le bassin de la Nahe. La crête de l'Idar Wald dépasse 700 m en divers secteurs : Vierherrenwald, Idarkopf, Steingerüttelkopf, Usarkopf. La crête du Hoch Wald,qui relaie la précédente vers le Sud-Ouest, de l'Erbeskopf à la boucle de la Sarre en aval de Mettlach, s'abaisse régulièrement de plus de 816 m à 510 m : Sandkopf, Teufelkopf, Judenkopf (F. Fischer, 1956) ; elle se prolonge dans la région d'Orscholz, sur la rive gauche de la Sarre, où un piton de Taunusquartzit émerge du Muschelkalk (A. Guilcher, 1949). Ces sommets dominent par un talus abrupt le Pfälzer Bergland, au Sud-Est.

De ces hautes lignes de crête, cependant moins élevées que dans le Taunus (Grand Feldberg 880 m), le plateau du Hunsrück descend régulièrement en direction de la vallée de la Moselle. Il est profondément entaillé par de courtes vallées à fond plat, orientées du Sud-Est et au Nord-Ouest : Ruwer, Dhron, Flaum Bach, alors que les principaux affluents de rive gauche de la Nahe et la Prims supérieure coulent dans une direction nettement opposée, du Nord-Ouest au Sud-Est. Une seconde ligne de crête, moins continue se développe, d'ailleurs, à la surface du plateau, parallèlement au Hoch Wald et à l'Idar Wald, du Rösterkopf et du Hohe Würzel, au Sud-Ouest, au Haardtkopf au Nord-Est.

La Moselle inférieure marque donc la limite entre Hunsrück et Eifel, elle ne pénètre véritablement dans le massif ancien qu'à l'aval de Trèves, à Schweich-Longuich. Sa vallée est encaissée de 300 à 400 m dans la surface du plateau et elle suit une direction SSW - NNE, grossièrement perpendiculaire à celle du Rhin supérieur et inférieur, parallèle à celle de la Lahn, de l'Ahr, de la Sieg, et de la Ruhr. En fait, la vallée de la Moselle n'est pas le plus souvent directement aménagée à même le plateau, mais dans deux larges dépressions en auge et étagées ; ce sont les Trog des morphologues allemands (F. Haeftke, 1959). Le détail du tracé du cours d'eau ainsi

que les caractères essentiels de sa vallée seront évoqués dans l'étude de morphologie fluviale. Signalons déjà que la Moselle dessine dans ce secteur de remarquables trains de méandres à encaissement total. Seules, les vallées de la Sarre inférieure, dans la traversée du Hunsrück, et la Sûre supérieure, dans le Massif ardennais, comportent de telles formes, d'une moins grande ampleur il est vrai.

L'Eifel ne présente pas autant d'originalité que le Hunsrück ; ce massif n'appartient qu'en partie lui aussi, au bassin de la Moselle. Il est drainé vers le Nord par l'Ahr, affluent du Rhin inférieur et la Rur ou Roer, affluent de la Meuse. Son altitude moyenne est plus élevée, mais il ne comporte aucune véritable ligne directrice du relief, à l'exception toutefois, de la crête de quartzites dévoniens du Schnee-Eifel ou Schneifel (697 m au Schwarzer Mann). Elle s'allonge sur 20 km du Sud-Ouest au Nord-Est, séparant les hautes vallées de l'Our et de la Prüm ; elle se prolonge par le Losheimer Wald.

La limite Ouest-Est entre les bassins de la Kyll et de l'Ahr supérieur correspond à la ligne de faîte du massif ou Hohe Eifel, s'élevant à 700 m à l'Ernstberg. Directement au Sud-Est, s'esquisse entre Prüm, Oos Bach et Kyll, une petite dépression dans les calcaires du dévonien et dans les grès du Buntsandstein ; elle n'est pas sans rappeler la Famenne belge. Plus à l'Est, le Vordereifel, dépassant rarement 500 m, forme la ligne de partage des eaux entre l'Endert Bach et l'Elz Bach affluents de la Moselle, et la Nette dont le bassin correspond en grande partie à la cuvette de Maïfeld, remplie de matériaux volcaniques plio-quaternaires. C'est dans cette région de l'Eifel que se localisent les célèbres cratères volcaniques souvent occupés par des lacs, ou Maare. On en dénombre par moins de 25. Ces formes volcaniques n'ont pas toutefois l'importance de celles du Westerwald voisin.

Comme dans le Hunsrück, les vallées qui entaillent le plateau sont orientées généralement du Nord-Ouest au Sud-Est : Lieser, Alf Bach, Endert Bach et Elz Bach. Par contre, si les secteurs supérieurs de la Prüm et de la Kyll possèdent cette direction, à l'aval, dans la cuvette sédimentaire de Luxembourg-Trèves, le tracé de ces cours d'eau est franchement méridien.

L'Ardenne belgo-luxembourgeoise ne constitue qu'une infime part du bassin de la Moselle ; elle est drainée par la Sûre et ses affluents. Il est délicat de fixer une limite précise entre Ardenne et Eifel, du fait de l'unité lithologique et morphologique de ces deux massifs ; on admet, généralement, que l'Our marque cette limite.

La monotonie du haut plateau ardennais ou Oesling est encore plus frappante que dans l'Eifel. Localement, des éléments de crêtes de quartzites réapparaissent dans la région de Berlé par exemple (G.Baeckeroot, 1942). D'altitude moyenne proche de 450 m dans le bassin, le massif s'élève progressivement en direction du Nord-Nord-Ouest ; une haute ligne de faîte, orientée ici encore du Sud-Ouest au Nord-Est et soulignée par la forêt de Bullange (603 m), sépare le bassin de la Moselle du bassin de la Meuse (Lesse, Ourthe).

L'impression de massivité que donne l'Ardenne n'est qu'apparente ; le massif est profondément disséqué par des vallées dont l'orientation peut être soit SW - NE (Sûre de Martelange à Michelau), soit NW - SE (Clerve et Our)

Les principaux caractères orohydrographiques déjà notés dans les Vosges et le Pfälzer Wald se retrouvent donc dans le Massif Schisteux Rhénan et l'Ardenne. La relative unité des massifs anciens du bassin permettra d'esquisser une évolution d'ensemble du relief et du réseau hydrographique.

B. - Le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales

Le Plateau Lorrain s'étend largement vers le Nord-Est au contact des massifs anciens précédents. Partie intégrante du bassin sédimentaire de Paris, il constitue le plus vaste ensemble morphostructural du bassin de la Moselle, soit plus de 17 000 km2. Son altitude moyenne est faible : 280 m environ pour le Plateau Lorrain stricto sensu, 312 m pour les plateaux du "golfe" de Luxembourg et de Trèves. Localement, les altitudes sont plus fortes, spécialement dans le Pfälzer Bergland et le Westricht.

Seuls, les principaux éléments du relief seront décrits, de même que l originalité du tracé du réseau hydrographique. Deux types de formes principales dominent, des plateaux limités par des cuestas, à disposition générale grossièrement concentrique ; en fait, leur tracé de détail varie singulièrement suivant les secteurs. Ces cuestas dressent leur abrupt face à l'Est, au contact du massif vosgien, face au Nord-Est , au Nord et au Nord-Ouest dans le bassin de Luxembourg et de Trèves.

Il faut dès à présent noter que, sauf en bordure de certains massifs anciens, la trilogie morphologique classique en structure concordante inclinée : plateau-cuesta-dépression subséquente ou orthoclinale, est rarement réalisée. En effet, un fait capital se dégage de la carte morphostructurale, c'est la dysharmonie majeure existant entre l'orientation des principales cuestas et le tracé du réseau hydrographique de la Moselle et de ses affluents. De plus, l'orientation dominante de ce réseau hydrographique est SE - NW, alors que la pente générale du relief du Plateau Lorrain est NNE - SSW. Les rapports du réseau hydrographique avec la structure semblent donc, de prime abord, beaucoup plus complexes que dans les

massifs anciens voisins.

Il aurait été fort possible d'analyser ces rapports dans le cadre de régions naturelles assez vastes : Plateau Lorrain, Pfälzer Bergland, et Westricht, bassin de Luxembourg-Trèves. Il a semblé préférable d'envisager systématiquement et séparément chaque unité morphologique et le tracé du réseau hydrographique correspondant : plateaux du Permien et du Buntsandstein, plateau et éléments de cuesta du Muschelkalk, collines du Keuper, plateau et éléments de cuesta du Lias, plateau du Bajocien-Bathonien et cuesta dite de Moselle, collines du Callovien-Oxfordien, plateau du Rauracien-Séquanien et cuesta dite de Meuse. Une telle démarche facilitera par la suite l'étude des grands ensembles lithologiques et hydrogéologiques du bassin.

1. - Plateaux du Permien et du Buntsandstein

Les plateaux du Permien et du Buntsandstein, mis à part les Vosges gréseuses et le Pfälzer Wald, sont répartis en deux secteurs distincts : le Pfälzer Bergland et le Wardnt entre Pfälzer Wald et Hunsrück, le bassin de Trèves et la cuvette de Wittlich entre Eifel et Ardenne.

La limite topographique entre Pfälzer Wald et Pfälzer Bergland est fort imprécise, car il s'agit en fait du même ensemble lithologique. Le Westricht, qui constitue l'avancée nord-orientale du plateau du Muschelkalk, les sépare cependant. Cette limite est également phytogéographique ; le Pfälzer Wald est beaucoup plus boisé que le Pfälzer Bergland. Ce dernier plateau élevé de 300 à 400 m n'appartient que pour partie au bassin de la Moselle; il correspond à la cuvette tectonique Sarre-Nahe ou Saar-Nahe-Mulde, qui se prolonge au-delà de la vallée du Rhin dans le bassin de Mayence et la Wetterau (F. Maeftke, 1959).

Le Pfälzer Bergland comporte plusieurs secteurs différents. Les schistes, les conglomérats et surtout les grès du Permien et du Buntsandstein, d'une puissance fort variable, recouvrent en discordance les terrains houillers de l'anticlinal de Sarrebrück, qui n'affleurent que dans une zone restreinte. L'extrémité méridionale de cet ensemble forme une dépression topographique nette, un "bray", le Wardnt dominé par la cuesta du Muschelkalk. Le contact du Pfälzer Bergland avec la bordure SE du Hunsrück se marque par un escarpement de 200 m environ, guidé par de grandes dislocations (R. Capot-Rey, 1934). Vers le Nord-Est, dans le Birkenfeld, à la limite des bassins de la Sarre et de la Nahe, le plateau permien se relève sensiblement ; les épanchements de roches volcaniques d'âge permien donnent des mesas qui sont les points hauts du relief : Schaumberg (569 m), Trauzberg (604 m), Donnersberg (687 m).

Si le bassin de la Blies appartient en majeure partie au Pfälzer Wald et au plateau du Westricht, la dépression sarroise n'en apparaît pas moins comme une zone de concentration hydrographique importante : Bisten,

Roselle, Prims. Le cours moyen de la Sarre, orienté du Sud-Est au Nord-Ouest, semble sans relation étroite avec les principaux éléments du relief ; son tracé, entre Sarrebrück et Mettlach, est localement influencé par des failles et ce n'est qu'au Nord-Ouest, de Sarrelouis à Merzig, que le cours d'eau occupe une position apparemment orthoclimale par rapport à la cuesta du Muschelkalk. Cette dysharmonie d'ensemble se retrouve dans la célèbre boucle de Mettlach ou Saarschleife. La Sarre abandonne la dépression du grès pour s'encaisser dans les quartzites de l'extrémité SE du Hoch Wald, où elle décrit un remarquable méandre dissymétrique.

La zone des schistes, des conglomérats et des grès du Permien et du Buntsandstein ne connaît pas une aussi grande extension dans le bassin de Trèves ou Trier Bucht des auteurs allemands (F. Haeftke, 1959).

Au contact de l'Ardenne, aucune dépression périphérique véritable ne s'esquisse dans les grès du Buntsandstein d'Ettelbrück à Vianden, au pied de la cuesta du Muschelkalk, qui s'estompe d'ailleurs au Sud-Ouest de Bettborn. Une surface topographique quasi continue s'étend du massif ancien à la couverture sédimentaire triasique.

Plus au Nord-Est,une dépression mieux dessinée se développe au pied de la cuesta ; elle est drainée par la Kyll moyenne et inférieure et partiellement par la Salm. Mais, seule la cuvette de subsidence permienne de Wittlich ou Wittliche Senke, orientée du Sud-Ouest au Nord-Est, de Schweich à Bengel, se dégage nettement à 100 m ou 150 m en contre-bas des hauts plateaux schisteux de l'Eifel. Comme on l'a déjà signalé, le cours des principaux affluents de rive gauche de la Moselle, descendus du Hohe Eifel, présente des caractères flagrants d'inadaptation à la structure et plus particulièrement à la tectonique. Ces cours d'eau conservent leur tracé général NW-SE dans la traversée même de cette cuvette tectonique, que la Moselle évite par ailleurs.

2. Plateau et éléments de cuesta du Muschelkalk

Le Plateau du Muschelkalk couvre une superficie assez réduite de la Vôge, au Sud-Est, à l'Ardenne, au Nord-Ouest. Ce n'est que dans le Westricht qu'il atteint son extension maximale. Il est nécessaire de distinguer plusieurs secteurs différents : de la vallée de la haute Moselle à celle de la Sarre moyenne, de la Sarre à la Moselle inférieure, au Nord-Ouest enfin de la Moselle En effet, malgré une relative unité lithologique des terrains du Muschelkalk, la dolomie et les calcaires dominant , les facteurs tectoniques introduisent une grande diversité dans les formes du relief et le tracé du réseau hydrographique.

Entre le cours de la Moselle supérieure, directement à l'aval d'Epinal et celui de la Sarre moyenne, le contact entre les plateaux du Bundsandstein et du Muschelkalk ne se marque par aucun escarpement net, digne du nom de cuesta ; la différenciation lithologique est faible entre ces deux ensembles et les accidents tectoniques ne sont que mineurs.

La cuesta du Muschelkalk se développe, par contre, entre Epinal et Lamarche, au Sud-Ouest de la vallée de la Moselle. Ses caractères topographiques sont cependant moins nets qu'au Nord, en bordure du Wardnt. Le tracé du Madon supérieur est cataclinal, alors que celui de la Saône supérieure est nettement orthoclinal.

De Forbach à Sarrelouis, la cuesta du Muschelkalk est remarquable à la fois par son tracé et son profil transversal. Limitant au Sud-Ouest la dépression gréseuse du Wardnt, elle décrit une vaste indentation, dûe au dégagement de la zone anticlinale de Sarrebrück, localement affectée par des failles et orientée du Nord-Est au Sud-Ouest. Le profil de la cuesta, dont le commandement dépasse souvent 100 m, est double, avec deux replats caractéristiques et nettement distincts dans les grès du Muschelsandstein à la base et dans le calcaire à entroques au sommet (R. Capot-Rey, 1934). Le pied de la cuesta n'est drainé par aucun cours d'eau important ; la Bisten de même que la Rosselle ont un cours anaclinal. Le plateau du Muschelkalk, sur le revers du front de côte, est entaillé par de nombreux vallons secondaires le plus souvent secs ; il s'abaisse par paliers successifs vers le Sud-Ouest en direction de la vallée de la Nied.

La cuesta du Muschelkalk se prolonge en direction du Nord-Est dans le Westricht ; l'avancée de son front est liée à une ondulation synclinale transverse, tout comme dans la région de Merzig. Le plateau du Westricht s'élève à 400 m environ ; les principales vallées qui l'entaillent, particulièrement celle de la Blies, sont cataclinales et dégagées dans le grès sous-jacent (F. Haeftke, 1959).

Au Nord-Ouest de la vallée de la Moselle inférieure, le plateau du Muschelkalk est peu étendu. Sa cuesta, d'un commandement inférieur à 100 m, se rapproche du massif ardennais ; elle est dédoublée par la Sûre d'Ettelbrück à Vianden et forme ainsi une ligne continue de hauteurs (Herrenberg, Niderberg). Elle se poursuit vers le Nord-Est, jusqu'à la vallée moyenne de la Kyll (A. Gamblin, 1960). Le tracé de la cuesta change alors radicalement de direction et s'oriente du Nord vers le Sud. Comme la côte du grès de Luxembourg et celle de Macigno, la cuesta du Muschelkalk présente un profil concave peu marqué ; le front de cote est fortement disséqué et précédé de nombreuses avant-buttes, du fait du faible pendage des couches. Les variations du tracé de la cuesta sont à mettre en relation avec les grandes lignes de fractures de la bordure méridionale de l'Ardenne et de l'Eifel.

La dysharmonie entre les grandes directions du relief et le tracé du réseau hydrographique est manifeste dans le cas de la Sûre, qui coule, on l'a dit, à l'arrière du front de côte. Les principaux affluents de la Sûre, l'Alzette, l'Ernz Blanche, ont un tracé anaclinal. Par contre, plus au Nord-Est

cours de l'Our, de la Prüm et de ses affluents est nettement cataclinal. Seule, la Kyll se trouve parfois en position orthoclinale par rapport à la cuesta, mais elle s'en éloigne rapidement dans son cours inférieur. De Trèves à Oberscholz, le pied de la côte n'est drainé par aucun cours d'eau important ; la Moselle coule dans les grès du Buntsandstein et c'est seulement dans la "trouée héroïque" de Sierck qu'elle traverse localement le plateau du Muschelkalk.

3. - Collines du Keuper

Les caractères morphologiques de la zone des marnes du Keuper sont malaisés à définir ; formes du relief et tracé du réseau hydrographique sont indécis. Le très faible encaissement des vallées pourrait permettre à la rigueur de parler de plaine, c'est,en fait, un pays de collines peu élevées. La région du Keuper, constituée essentiellement de séries argileuses et marneuses, ne prend une extension importante qu'entre les vallées de la Nied, de la Seille et de la Sarre moyenne.

R. Capot Rey (1938) a justement noté que, malgré une certaine similitude lithologique des étages moyens à dominante marneuse du Muschelkalk et du Keuper, les paysages morphologiques sont totalement différents. Le relief, ici, est fait d'une série de croupes molles, informes, aux pentes faibles ; les versants sont nettement convexes et ils suggèrent un modelé récent de type périglaciaire, dont l'étude précise mériterait l'attention des morphologues. Aucun relief notable n'est à signaler, sinon les avant-buttes de la cuesta du Lias qui s'étendent entre les vallées de la Seille et de la Nied allemande : forêt de Brides au Nord-Ouest de Dieuze, buttes au Sud-Ouest et au Nord-Est de Gros Tenquin.

Parmi ce dédale de collines sans orientation dominante, les vallées s'élargissent au maximum et de vastes zones d'accumulation fluvio-glaciaire et périglaciaire se sont formées à l'amont des percées cataclinales dans la cuesta du Lias : Sarre moyenne de Keskastel à Sarralbe, Meurthe moyenne d'Azerailles à Dombasle, Moselle en aval d'Epinal. Le tracé de ces grands axes hydrographiques est sans rapport avec ce relief inorganisé ; seuls, les petits cours d'eau affluents traduisent cette indécision et décrivent de nombreux méandres à débordement dans des vallées trop larges. La densité du réseau hydrographique est particulièrement élevée et l'imperméabilité de la région est soulignée par de nombreux étangs, en grande partie artificiels. Le rôle hydrologique de ces étangs ne saurait, cependant, être sous-estimé ; ils influencent grandement le régime de la Sarre. Le "Pays des Etangs" s'apparente donc étroitement à la Woëvre.

4. - Plateau et éléments de cuesta du Lias

La région liasique constitue un ensemble beaucoup plus original. L homogénéité lithologique du Lias est cependant loin d'être parfaite ; malgré une prédominance marneuse, certains étages apparaissent comme plus résistants: Domérien et Sinémurien calcaires (Macigno du Gutland), Hettangien à faciès calcaire et gréseux (grès dits de Luxembourg), Rhétien à faciès gréseux.

Le plateau du Lias, comme celui du Muschelkalk, présente une topographie d'ensemble assez régulière, il est cependant beaucoup plus disséqué dans le détail par de nombreux vallons secondaires, profondément incisés. Il est limité au Sud-Ouest, à l'Est-Nord-Est et au Nord-Nord-Ouest par une cuesta moins nette que celle du Muschelkalk, mais de tracé plus continu.

A Sud-Ouest de la vallée de la Moselle, en aval de Charmes, la cuesta du Lias possède quelque vigueur. Les deux étages résistants du Sinémurien (calcaire à gryphées) et du Rhétien (grès) se trouvent localement très proches ; de ce fait, le commandement de la cuesta peut atteindre et même dépasser 100 m. Au-delà de Mirecourt, où le Madon a dégagé une percée cataclinale assez nette, la cuesta perd à nouveau de sa puissance.

A l'Est et au Nord de la vallée de la Moselle moyenne, le plateau du Lias a une extension assez grande ; sa surface est fortement ondulée dans les marnes. C'est d'ailleurs dans ces matériaux que la Moselle a élargi considérablement sa vallée de Metz à Thionville, au pied de la cuesta du Bajocien-Bathonien. L abrupt de la cuesta du Lias correspond tantôt au calcaire gréseux de l'Hettangien, à l'Ouest de la Nied, tantôt au grès rhétien de l'Infralias relativement résistant par rapport aux argiles et aux marnes du Keuper, plus au Sud.

La cuesta revêt une certaine importance topographique entre Meurthe et Seille. La Petite Seille a un tracé nettement orthoclinal, alors que la Meurthe et la Seille traversent le front de côte par des percées cataclinales obliques. Le profil transversal de la cuesta est peu caractéristique ; il s'agit le plus souvent d'un simple talus, dont la base est fortement convexe dans les marnes. Le commandement, presque toujours inférieur à 100 m, ne dépasse pas en moyenne 50 m.

Le plateau du Lias est particulièrement développé, au Nord-Ouest de la vallée de la Moselle, dans le bassin de Luxembourg-Trèves. La cuesta dite du "grès de Virton, ou de Luxembourg", s'avance jusqu'au Nord-Est des vallées de l'Our et de la Sûre (A. Gamblin, 1960). Ce"grès" est en fait constitué, au Nord de Thionville, par du calcaire gréseux de l'Hettangien supérieur et du Sinémurien et par des sables plus résistants que les matériaux sous-jacents.

La cuesta, affectée par de nombreuses déformations tectoniques, prend de l'importance dans le bassin de la Sûre ; elle domine la vallée infé-

rieure du cours d'eau, précédée de vastes avant-buttes jusque dans le Bitburger Land. Au Sud, la cuesta du "grès" surplombe la vallée de la Syre de 50 m environ. La disposition du réseau hydrographique par rapport à cette cuesta est la même que pour la côte du Muschelkalk ; le cours de l'Alzette, de l'Ernz Blanche et de l'Ernz Noire est anaclinal, par contre l'Attert et la Sûre de Bollendorf à Echternach ont un tracé orthoclinal. Bien que très festonnée, la cuesta est beaucoup mieux dégagée que la côte du Domérien ou du Macigno, limitée à un bref secteur de Virton à la vallée de l'Alzette.

5. - Plateau du Bajocien-Bathonien et cuesta dite de Moselle.

Le plateau du Bajocien-Bathonien est une des unités morphologiques les plus originales du Plateau lorrain, à la fois par sa cuesta, dont le tracé soulève de nombreux problèmes quant à ses rapports avec le réseau hydrographique, et par ses formes karstiques superficielles.

Ce plateau s'étend essentiellement à l'Ouest de la vallée moyenne de la Moselle, sa surface topographique est beaucoup plus régulière que celle du plateau du Muschelkalk. Dans la forêt de Haye, à l'Ouest de Nancy, ou dans le Pays-Haut de Briey, le plateau est entaillé par de nombreux vallons secondaires, le plus souvent secs. A l'exclusion du cours de la Moselle de Pont-Saint-Vincent à Frouard, peu de cours d'eau permanents le traversent : Terrouin, ruisseau d'Ache, Rupt de Mad, Orne. Au Nord-Ouest, le plateau représente une part importante du bassin de la Chiers, alors qu'au Sud-Ouest son extension se réduit considérablement dans le bassin supérieur de la Meuse.

Un caractère propre à ce plateau calcaire est sa richesse relative en formes karstiques superficielles, mardelles et pertes de cours d'eau. Ceci tient à l'épaisseur remarquable des calcaires colithiques du Bajocien, ne comportant que peu de séries argileuses et marneuses, à la différence de l'étage supérieur du Bathonien.

La cuesta du Bajocien est, de beaucoup, l'élément majeur du relief dans la partie sédimentaire du bassin, tant par son extension que par l'importance de son abrupt ; elle garde une relative homogénéité sur l'ensemble de son tracé.

Au Sud-Ouest de la vallée de la Moselle, de Châtenois à Pont-Saint-Vincent, le front de la cuesta est disséqué par de nombreux vallons cataclinaux souvent secs. Une seule avant-butte notable s'en détache, la colline de Sion-Vaudémont, conservée dans un compartiment faillé et basculé vers le Nord-Ouest. Le commandement de la cuesta atteint jusqu'à 150 m, car à l'influence des calcaires bajociens et bathoniens s'ajoute souvent celle de l'étage inférieur du Charmoutien (J. Beaujeu-Garnier, 1960). Le profil

transversal est concave au sommet, avec une convexité marquée à la base dans les marnes liasiques. Ces marnes sont encore soumises actuellement à des mouvements de solifluxion, d'où des zones d'arrachement et des loupes de glissement caractéristiques. A Pont-Saint-Vincent, la Moselle s'encaisse de 100 à 150 m dans le plateau par une percée cataclinale oblique, pour se rapprocher de la cuesta du Rauracien à Toul et couler ensuite en direction du Nord-Est. Ce coude remarquable du cours d'eau a suscité, on le sait, un vif intérêt morphologique.

De Pont-Saint-Vincent à Metz, la Moselle coule à l'arrière du front de la cuesta, si l'on admet, ce qui semble fondé, que les buttes situées à l'Est de la vallée, ou Grand Couronné, jalonnent le véritable front de côte. La Meurthe, elle-même, le traverse par une percée cataclinale à Nancy. Les seules avant-buttes de la cuesta seraient donc les collines de Delme et de Tincry, conservées au Nord-Est de la vallée de la Seille sur le plateau du Lias à la faveur de dislocations tectoniques. La dissection du front de côte aurait été poussée au point de ne laisser subsister qu'une série de buttes isolées dans la région de Pont-à-Mousson, dans l'axe de la zone anticlinale qui court de Sarrebrück au-delà de Commercy : Côte Pelée, buttes de Bezaumont, de Sainte Geneviève, de Mousson, de Lesménils, de Bouxières-sous-Froidmont. Ce ne serait donc pas la Moselle qui aurait un tracé orthoclinal, mais la Seille qui coule, en fait, à plusieurs kilomètres du pied de la cuesta. L'escarpement très net qui domine de 100 à 150 m la vallée de la Moselle de Frouard à Metz ne serait donc que le rebord du plateau, on pourrait alors parler de cuesta dédoublée par la Moselle. Son profil, comme celui de la véritable cuesta, est assez complexe : convexité sommitale parfois dans les calcaires marneux du Bathonien, abrupt net dans les calcaires du Bajocien, convexité basale dans les marnes du Lias, qui atteste d'un modelé périglaciaire récent.

Au Nord de Metz, la Moselle, sur près de 30 km, a un tracé nettement orthoclinal, mais elle coule à plusieurs kilomètres du pied de la cuesta dont le commandement s'accroit progressivement jusqu'à plus de 200 m. Le tracé du front de côte est dans l'ensemble rectiligne, mais il est influencé localement par le jeu de failles de direction varisque. Dans ce secteur, sont réalisés de typiques escarpements dédoublés par faille, tel celui de Rombas à Uckange. Le cours du Rupt de Mad, de l'Orne et de la Fensch est grossièrement anaclinal et guidé par des déformations tectoniques. Au Nord de Thionville, la cuesta bajocienne s'oriente vers le Nord-Ouest et se poursuit dans le bassin de la Meuse. Son commandement reste important, supérieur à 150 m, et le front de côte est disséqué par de nombreuses vallées anaclinales : Alzette, Kayl Bach, Dudlinger Bach.

6. - Collines de l'Oxfordien-Callovien - la Woëvre

La Woëvre, caractérisée par les formations argileuses et marneuses du Bathonien supérieur, de l'Oxfordien et du Callovien, appartient à la fois au bassin de la Moselle et à celui de la Meuse. Plus encore que le "Pays des Etangs" dans le Keuper, elle fait figure de plaine humide. Le même paysage de croupes molles, allongées du Sud-Ouest au Nord-Est, séparées

par de larges dépressions souvent mal drainées se retrouve, de même que les étangs créés par l'homme. L'altitude varie peu, de 210 m à 240 m au maximum au pied de la cuesta du Rauracien. Les petits cours d'eau du bassin supérieur de l'Orne ont un tracé indécis au milieu de ce dédale de collines, portant l'empreinte d'un façonnement périglaciaire.

7. - Plateau du Rauracien-Séquanien et cuesta dite de Meuse

La cuesta du plateau du Rauracien-Séquanien constitue une nette ligne de partage des eaux entre Moselle et Meuse, de Toul à Verdun. Le cours de la Moselle se rapproche à moins de 10 km du pied de la cuesta à Toul, alors que la Meuse coule à l'arrière du front de côte.

Les problèmes morphologiques que pose cette cuesta sont semblables à ceux de la côte du Bajocien. Les "chailles" oxfordiennes, les calcaires coralliens et oolithiques de l'Argovien et du Rauracien dominent les marnes de la Woëvre et déterminent le profil convexo-concave assez typique de la cuesta, dont le commandement atteint jusqu'à 200 m à l'Ouest de Toul. (J. Beaujeu-Garnier, 1960). Les éboulis ordonnés des grèzes ou grouines litées développées à la base du versant (Blénod-les-Toul, Boucq) témoignent du façonnement sous climat froid du front de côte, dont se détachent quelques avant-buttes : Côte Barine, Mont-Saint-Michel.

Alors que le revers du plateau est drainé par de petits affluents de la Meuse au tracé cataclinal, le front de la cuesta, qui forme une vaste identation de Toul à Vigneulles-les-Hattonchâtel en relation avec l'anticlinal de Sarrebrück, est disséqué par de multiples vallons anaclinaux très souvent secs. La seule percée cataclinale remarquable du secteur est celle du Val de l'Asne, drainée aujourd'hui par un ruisseau au cours anaclinal, l'Ingressin.

Le Plateau Lorrain ne présente donc pas, à l'échelle du bassin, de grandes lignes directrices du relief, si l'on excepte la cuesta du Bajocien, ceci à la différence des massifs anciens de la périphérie. Les différences d'altitudes entre les sommets des plateaux et les fonds des vallées n'excèdent jamais 200 m. De plus, il faut noter la relative subégalité des altitudes entre les cuestas du Muschelkalk, du Bajocien et du Rauracien (R. Capot-Rey, 1938). Cette faible différenciation du relief a des conséquences non négligeables sur le climat, assez uniforme au total sur l'ensemble du Plateau Lorrain. Mais le caractère morphologique essentiel est la dysharmonie maintes fois notée entre le tracé des grands axes hydrographiques et les principaux éléments du relief.

C. - Grands traits de l'évolution géomorphologique et problèmes de l'installation du réseau hydrographique de la Moselle

Cette inadaptation caractéristique du réseau de la Moselle sur

le Plateau Lorrain et la relative adaptation à la structure des grands axes hydrographiques dans les massifs anciens trouvent leur explication dansl'évolution géomorphologique générale.

Le modelé des formes du relief et spécialement des vallées, dans leurs traits actuels, relève d'une longue évolution, dont on connaît encore mal la trame exacte, et de l'interaction des facteurs lithologiques, tectoniques et paléomorphoclimatiques. Tout essai de reconstitution des différentes phases de l'installation du réseau hydrographique s'avère délicat, faute d'études précises, et la diversité des problèmes oblige à considérer séparément chacun des deux grands ensembles morphostructuraux. Bien souvent, seules des hypothèses sommaires et fragmentaires peuvent être avancées.

1. - Evolution géomorphologique et installation du réseau hydrographique dans les massifs anciens.

Il est nécessaire de rappeler, d'abord, brièvement les grands traits de l'évolution géomorphologique commune aux massifs anciens du bassin. Les problèmes spécifiques au réseau hydrographique pourront alors être plus clairement exposés.

La genèse des massifs anciens est ébauchée dès la période antéhercynienne. Dans les Vosges, les terrains les plus anciens, gneiss, vieux granites, sont mis en place dès le Précambrien (G. Millot, 1963). Ce n'est qu'au Vinantien que les mers accumulent sur le socle raboté de nouveaux dépôts : schistes, grès, arkoses, dans le secteur oriental de la chaîne. Un vaste géosynclinal fonctionne à l'emplacement du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne du Silurien au Carbonifère moyen ; des schistes argileux, des grès s'y entassent.

L'orogénie hercynienne débute dès le Carbonifère moyen, avec le plus d'intensité dans les Vosges (J. Hameurt, 1968). Des mouvements tectoniques violents, de direction varisque, NNE - SSW et ENE - WSW, affectent le massif ; les vieux gneiss et granites recristallisent et de jeunes granites s'incorporent à la masse. Les schistes et les arkoses des Vosges méridionales ne sont que partiellement et localement métamorphisés ; il en va de même dans l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan, où les couches schisteuses sont certes plissées, déformées, hachées de failles, sans que toutefois les phénomènes de métamorphisme soient très poussés.

Dès le Permien et le Trias inférieur, périodes de rémission tectonique, la surface posthercynienne s'élabore .Les morphologues sont loin d'être d'accord sur les conditions de sa genèse et sur son rôle morphologique actuel. Selon J. Tricart (1963), la surface posthercynienne n'est pas une pénéplaine généralisée ; un système de glacis se réalise sous un climat semi-aride, repris en partie par l'abrasion marine. Cette surface est fossilisée par des matériaux continentaux du Permien dans les bassins du subsidence de Saint-Dié

et de Villé et par ceux du Trias inférieur, qui ont dû recouvrir l'ensemble de la chaîne jusqu'au Nord dans le Pfälzer Wald. L'émersion définitive du massif pourrait ne dater que du Jurassique supérieur.

La surface posthercynienne est loin d'avoir été parfaite dans le Massif Schisteux Rhénan. Les crêtes de quartzites du Hunsrück peuvent être assimilées à des inselberge de résistance qui se dressaient au-dessus des glacis aménagés au Permien et au Trias inférieur, d'après A. Guilcher (1949) ; elles n'ont jamais été nivelées et ne constitueraient donc que des reliefs pseudo-appalachiens. La mer du Trias n'a recouvert que partiellement le massif, alors qu'au Permien les bassins de la Sarre-Nahe et de Wittlich ont été comblés. L'Ardenne est restée émergée, elle n'a été recouverte de dépôts triasiques et jurassiques que sur ses bordures. A la différence du Hunsrück, la surface posthercynienne semble avoir été relativement régulière (A. Gamblin, 1960).

Ces massifs, définitivement émergés, ont connu une évolution assez semblable mais difficile à suivre. Dans les Vosges, il faut attendre l'Oligocène pour en retrouver la trame. Alors que la subsidence de la gouttière bado-alsacienne s'accentue au point de créer un véritable fossé d'effondrement, les Vosges du Sud se soulèvent en une série horts, elles sont décapées de leur couverture triasique. J. Tricart pense que, dès cette période à climat sec dominant, une érosion intense s'attaque au socle cristallin lui-même et que des vallées étroites, à versants raides, sont aménagées suivant les grandes lignes de dislocation varisques et armoricaines. La surface posthercynienne aurait donc été partiellement exhumée et surtout profondément remaniée. Au Miocène, l'évolution n'a encore pu être précisée, l'érosion doit se ralentir par suite de l'atténuation des mouvements tectoniques. Il ne semble pas que la surface d'aplanissement semi-aride qui s'élaborait alors sur le Plateau Lorrain, l'Ardenne et de vastes secteurs du Massif Schisteux Rhénan ait affecté le massif vosgien méridional. (J. Tricart, 1963)

Au Pliocène, les déformations tectoniques reprennent, elles dureront jusqu'au Quaternaire. Une nouvelle phase d'érosion se développe dans des conditions climatiques assez différentes, de type subtropical humide. Les grandes vallées auraient été totalement remodelées, beaucoup plus amples et évasées qu'à l'Oligocène. Cette dissection pliocène aurait été fort active de l'ordre de 500 à 600 m sur le versant oriental, de 300 m sur le versant occidental, donc dans le bassin supérieur de la Moselle ; elle aurait guidé au Quaternaire froid les processus périglaciaires et glaciaires. Le réseau hydrographique des bassins supérieurs de la Moselle et de la Meurthe, déjà esquissé à l'Oligocène, aurait été véritablement aménagé au Pliocène, l'érosion périglaciaire n'apportant que de simples retouches à la morphologie d'ensemble des vallées.

Dans le Massif Schisteux Rhénan, on admet généralement plusieurs aplanissements postérieurs à la surface posthercynienne. Dès l'Eocène, des glacis de type tropical sec s'élaborent, alors que les mouvements tectoniques sont encore modestes. L'Oligocène moyen et supérieur correspond à la phase orogénique maximale, avec des dislocations de directions varisque et armoricaine comme dans les Vosges. Une nouvelle période d'aplanissement débute au Miocène,

elle est suivie d'un retour aux mouvements tectoniques prédominants au Pliocène et au Quaternaire ancien (J.F. Gellert, 1958). Les éruptions volcaniques localisées de l'Eifel en traduisent l'intensité. On peut penser que le réseau de la Sarre et de la Moselle inférieures a dû se surimposer à cette surface oligo-miocène, guidé par les accidents tectoniques majeurs.

L'évolution du massif ardennais du Crétacé ou Pliocène a suscité et suscite encore des controverses passionnées, dans le détail desquelles on ne saurait entrer. Si on se limite aux aplanissements d'ensemble, on peut distinguer, selon P. Macar et J. Alexandre, une surface crétacée et une surface oligo-miocène (1955 - 1960 - 1965). Mais cette interprétation n'est pas partagée par tous les auteurs ; Ch. Stevens (1958 - 1960) n'admet qu'une surface récente, pliocène ou plio-pléistocène. De son côté, M. Lucius (1948 et 1950) pense que la surface posthercynienne fossilisée aurait pu être conservée dans ses grandes lignes et simplement déformée par les mouvements tectoniques du Pliocène supérieur. Quoiqu'il en soit, le réseau hydrographique de la Sûre n'a dû être définitivement mis en place qu'au Pliocène et même au Quaternaire, après ces déformations tectoniques importantes, alors que le réseau de la Meuse toute proche se serait vraisemblablement surimposé à la surface oligo-miocène, dès avant ce rejeu tectonique.

Même surimposé dans l'Ardenne et dans le Massif Schisteux Rhénan, le réseau de la Moselle inférieure apparaît étroitement adapté aux grandes dislocations tectoniques, tout comme dans le massif vosgien. L'installation d'ensemble du réseau hydrographique dans les massifs anciens peut être rapportée au Miocène et surtout au Pliocène, malgré les incertitudes qui subsistent quant à l'évolution géomorphologique.

L'adaptation des grandes artères hydrographiques à la tectonique est manifeste dans les Vosges centrales et méridionales. Le sillon Haute Moselle-Doller a été indéniablement guidé par une vaste fracture de direction armoricaine. L'autre grand sillon du massif, celui de la Bruche-Fave, est lié à une série d'accidents varisques, dont le plus important est la dislocation majeure affectant le socle cristallin de Sainte-Marie-aux-Mines à la haute vallée de l'Ognon (J. P. Von Eller, R. Jacquet et B. Kern, 1959). La convergence hydrographique remarquable dans la région de Saint-Dié, de Raon-l'Etape, de Remiremont est également à mettre en relation avec le bassin de subsidence permien qui a pu exercer une influence tectonique (J. Beaujeu-Garnier, 1960).

Dans le détail, le tracé des artères secondaires a été influencé par les failles de directions orthogonales qui ont hâché le massif. Mais, ici encore l'absence d'études précises de morphologie fluviale ne peut qu'être soulignée. D'ailleurs, le réseau supérieur de la Moselle actuelle a dû subir des modifications dans son organisation lors des mouvements tectoniques qui se sont poursuivis jusqu'au Pliocène et au Quaternaire. On ne sait pratiquement rien à cet égard, alors que O. Timmermann (1959) a pu montrer, pour la bordure septentrionale du Massif Schisteux Rhénan, l'importance du basculement d'ensemble vers le Nord au Pliocène entraînant une modification importante du

drainage de la Ruhr et une dissymétrie caractérisée de son bassin.

L'installation et l'aménagement du réseau de la Sarre et de la Moselle inférieure posent des problèmes également ardus. F. Fischer, (1957) à la suite de nombreux morphologues, admet que la Sarre dans l'ensemble de son cours inférieur, s'est installée sur la surface oligo-miocène tronquant les terrains primaires et secondaires du Plateau Lorrain, du Pfälzer Bergland, du Pfälzer Wald et le Sud-Ouest du massif du Hunsrück. L'aménagement des vallées de la Sarre et de ses principaux affluents devait être fort avancé au Pliocène. Les témoins en sont les niveaux pliocènes, trop mal conservés pourtant pour que l'on puisse reconstituer dans le détail l'allure des talwegs à cette période. Mais il semble difficile de suivre l'auteur dans l'interprétation qu'il propose pour la boucle de la Sarre, en aval de Mettlach (1956). Il ne s'agirait pas d'un méandre de style classique, la boucle résulterait d'une capture réalisée au cours de l'encaissement du cours d'eau dans la surface oligo-miocène et facilitée par les conditions structurales locales : contact du grès et des quartzites, réseau de microfailles. La Sarre ancienne aurait coulé vers la Moselle par les vallées actuelles plus occidentales, du Leuk Bach supérieur et de l'Alb (fig. 2). C'est un petit affluent de la Moselle, dont le tracé s'identifierait avec le cours actuel de la Sarre inférieure, d'Orscholtz à Konz, qui aurait effectué cette capture supposée pliocène.

La Moselle inférieure se serait, elle aussi, surimposée à la surface principale oligo-miocène du Massif Schisteux Rhénan, mais on peut considérer dans une certaine mesure qu'elle était également antécédente aux gauchissements d'ensemble du massif au Pliocène et au Quaternaire (P. George et J. Tricart, 1954). De Trèves à Coblence, son cours général, comme celui de la Lahn, a été cependant guidé par les déformations de direction varisque ; la Moselle coule en bordure Sud de la zone synclinale de Luxembourg-Wittlich, entre les axes anticlinaux du Hunsrück et de l'Eifel.

L'originalité topographique de sa vallée a déjà été signalée. Elle n'est pas creusée directement dans la surface principale du plateau, mais dans deux larges dépressions étagées, les Trog. Leur origine reste fort discutée. Pour certains morphologues, dont J.F. Gellert (1958), ces auges seraient des surfaces d'érosion latérale développées par la Moselle aux dépens de la surface principale au Miocène moyen (Trog 2) et supérieur (Trog 1), lors d'oscillations tectoniques de faible amplitude. H. Louis (1953) a contesté cette interprétation. Selon lui, la vallée actuelle aurait déjà été incisée dans la surface principale à l'Oligocène, puis elle aurait été comblée par de cailloutis oligo-miocènes. A partir de ce remblaiement, une érosion de type tropical sec aurait façonné les Trog par aplanissement latéral au Miocène et au début du Pliocène. Le réseau de la Moselle inférieure semble donc installé dans ses grandes lignes au Miocène, le rôle des déformations tectoniques a été capital dans l'orientation du cours d'eau. L'érosion pliocène et quaternaire a donné à la vallée ses caractères morphologiques actuels.

Cette datation, toute approximative, de la mise en place du réseau supérieur et inférieur de la Moselle concorde assez bien avec celle du cours moyen sur le Plateau Lorrain.

2. - Evolution géomorphologique et installation du réseau hydrographique sur le Plateau Lorrain

La dysharmonie flagrante entre les grands axes hydrographiques et les cuestas du Plateau Lorrain soulève des problèmes épineux, dont un des plus importants est celui de la génèse des fronts de côte. Cependant, les grandes phases de l'évolution géomorphologique au cours du Tertiaire sont mieux connues que pour les massifs anciens et la mise en place du réseau de la Moselle a été soumise à moins de vicissitudes de drainage, semble-t-il, si l'on excepte toutefois la capture capitale de la haute Moselle au Quaternaire froid.

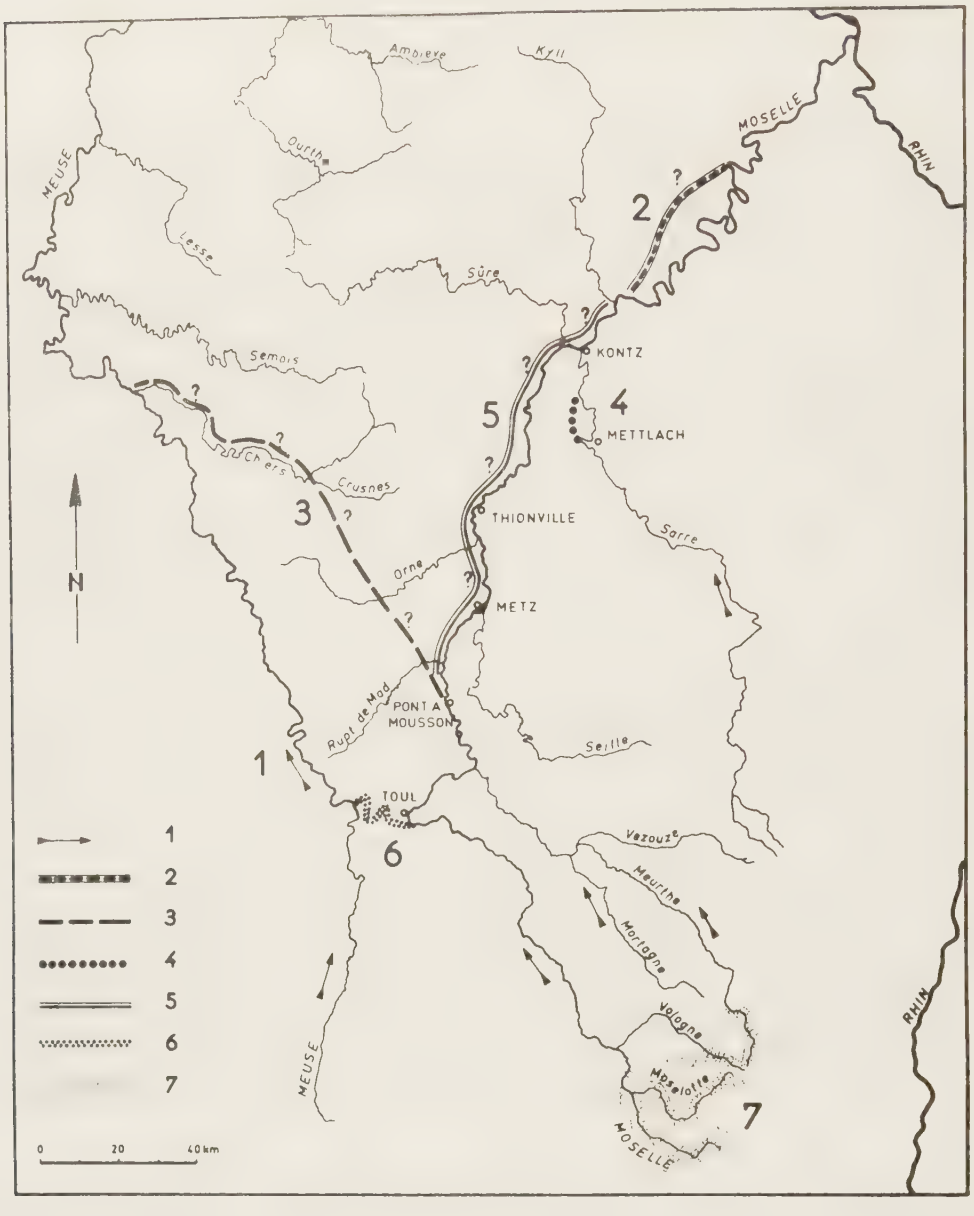
Le façonnement des cuestas comme l'aménagement des vallées s'est effectué en fonction de surfaces d'aplanissement, qui ont tronqué les diverses assises sédimentaires du Buntsandstein à l'Est au Rauracien-Séquanien à l'Ouest. La surface d'ensemble la plus récente, à partir de laquelle ont dû s'organiser à la fois le réseau hydrographique et le relief, serait une surface polygénique oligo-miocène, élaborée sous un climat tropical sec dès l'Aquitanien, puis plus aride jusqu'au Burdigalien. J. Tricart (1948), malgré l'absence de dépôts superficiels caractéristiques, a pu identifier cette surface dans la partie orientale du Bassin de Paris. Elle correspondrait, en partie, à la surface meuliérisée de Brie mise en évidence par A. Cholley. Cette surface, relativement plus plane, a été déformée lors du soulèvement des massifs anciens de la périphérie. Fortement gauchie, elle a été transformée en un vaste glacis incliné du Sud-Est vers le Nord-Ouest et affecté par de nombreuses ondulations et fractures (1).

C'est sur cette surface qu'à partir du Miocène moyen, le climat étant devenu plus humide, se serait concentré l'écoulement fluvial des Vosges en direction de la Mer du Nord en deux artères principales : Meuse et Moselle supérieure, Meurthe et Moselle moyenne (fig. 2). J. Tricart a émis l'hypothèse de modifications du tracé du réseau dans cette période d'instabilité tectonique.

---

(1) Ces failles, dont il n'a pas été possible de reporter le tracé sur la carte II hors-texte, forment un faisceau serré de directions orthogonales. Les failles de direction NE - SW sont prédominantes dans le Nord du Plateau Lorrain, celles d'orientation NW - SE dans le Sud. Elles n'ont qu'un rôle morphologique réduit, du moins en ce qui concerne le tracé du réseau hydrographique.

FIG.2 FORMATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA MOSELLE



1 cours d'eau surimposés à la surface oligo-miocène.

2 cours supposé de la "basse-Moselle" dans la cuvette de Wittlich à l'Oligo-Miocène.

3 cours supposé de la "Meurthe-Moselle" au Miocène.

4 cours supposé de la basse Sarre au Miocène.

5 cours supposé de la "Meurthe-Moselle" au Pliocène.

6 cours de la haute Moselle avant la capture du Val de l'Asne.

7 limites maximales de la glaciation würmienne.

La Meurthe et la Moselle moyenne auraient pu confluer initialement avec la Meuse ; au Nord-Ouest de Pont-à-Mousson, le cours d'eau aurait traversé le plateau du Bajocien et utilisé les vallées actuelles de l'Othain et de la Chiers (1). Au cours de cette phase de creusement mio-pliocène, la Meuse aurait déjà rencontré des obstacles sérieux à son installation, du fait de la lithologie de son bassin et surtout de son caractère antécédent dans l'Ardenne en voie de soulèvement. Aussi, la Meurthe et la Moselle moyenne auraient-elles été capturées, entre Metz et Thionville, dès avant la fin du Pliocène par un petit affluent du Rhin, ancêtre de la Moselle inférieure actuelle, au tracé nettement adapté à la zone synclinale entre Hunsrück et Eifel.

Le dégagement des fronts de côte a dû se réaliser au cours du Pliocène, durant lequel se sont succédées des phases humides et sèches. Mais il est délicat de lier étroitement l'aménagement des cuestas à l'installation de cours d'eau à tracé orthoclinal, du fait de l'inadaptation majeure de la Moselle,de la Meurthe comme de la Meuse. Certes, selon A. Cholley (1957), toutes les cuestas de Lorraine ont pu être à l'origine accompagnées de dépressions monoclinales mais ce serait l'enfoncement des talwegs à la fin du Pliocène qui aurait entraîné le divorce actuel entre cuestas et réseau hydrographique. On pourrait penser, cependant, que ces cours d'eau ont commencé à creuser leurs vallées à une époque plus humide où le relief de cuesta n'avait pas encore été façonné. L'aménagement des cuestas pourrait alors être dû, suivant la séduisante théorie de J. Büdel (1957), à des aplanissements localisés se développant en contre-bas de la surface oligo-miocène, lors d'une phase aride postérieure. Le front de côte aurait été ainsi modelé à l'image d'une paroi d'inselberg, en fonction des conditions lithologiques et surtout tectoniques. J. Tricart (1956) ne semble pas rejeter une telle hypothèse ; au Pliocène supérieur, des glacis d'érosion se seraient formés au pied des cuestas dont le dégagement aurait été esquissé par des mouvements de gauchissement. Le problème capital de la genèse de ces cuestas, de leur localisation et du rôle exact des cours d'eau reste donc posé.

L'installation du réseau hydrographique de la Moselle s'insère dans le cadre d'une évolution géomorphologique complexe, dont seules les grandes lignes apparaissent nettement. A partir du Miocène, la Moselle, au travers de fluctuations climatiques et tectoniques, organise progressivement le drainage du Massif Schisteux Rhénan, du Pfälzer Bergland, du Pfälzer Wald, du Plateau Lorrain et des Vosges du Nord. Toutefois le rattachement des Vosges

---

(1) L'hypothèse d'un écoulement de la Meurthe-Moselle moyenne sur le plateau du Dogger au Pliocène a été reprise par P. L. Maubeuge (1961). Cependant l'auteur ne pense pas qu'il se soit fait vers la Meuse ; ce cours d'eau pliocène se serait dirigé du Nord de Pont-à-Mousson à Conflans-Jarny pour rejoindre en fait la vallée actuelle de l'Orne.

du Sud au bassin mosellan ne sera réalisé qu'avec la capture du Val de l'Asne. L'aménagement des vallées et des lits fluviaux, largement élaboré au Pliocène, va se poursuivre au Quaternaire.

III. - Eléments de morphologie fluviale

Dans cette brève étude, on insistera tout d'abord sur les caractères morphométriques du réseau hydrographique, à la lueur des indications précédentes sur l'évolution géomorphologique jusqu'au Pliocène. Seuls les éléments indispensables à la compréhension des divers phénomènes hydrologiques seront dégagés.

D'autre part, l'originalité morphologique des vallées et des lits fluviaux sera soulignée, après un rappel succinct des conditions morphoclimatiques au Quaternaire froid. Cette coupure entre Pliocène et Pléistocène ne saurait surprendre, elle se justifie par le fait que, si les principaux éléments du relief, donc les vallées, ont été modelés dans leurs traits essentiels dès le Pliocène, les formes de détail des vallées et surtout des lits fluviaux sont l'héritage des périodes froides et tempérées du Quaternaire. Par contre, les problèmes posés par le façonnement actuel des lits fluviaux en milieu océanique de plateaux et de moyennes montagnes ne seront abordés qu'incidemment au cours de l'étude des transports solides de fond (Troisième Partie).

A. - Quelques caractéristiques morphométriques du réseau hydrographique de la Moselle

L'étude morphométrique d'un réseau hydrographique conduit à préciser un certain nombre de données essentielles tant pour l'hydrologie fluviale que pour la géomorphologie : tracé d'ensemble et types de drainage, hiérarchisation des talwegs et types de confluence (J. Tricart, 1965). A la suite des travaux de R.E. Horton (1945), d'intéressantes études théoriques et pratiques ont été menées en ce sens en France par J. Tricart et ses élèves (J. Tricart et F. Hirsch, 1960). Il faut noter que de telles recherches approfondies ne sont réellement pratiquables qu'à l'échelle de petits bassins, de l'ordre de quelques milliers de km2 au maximum. De plus pour ces auteurs, la connaissance précise de certains caractères morphométriques devrait permettre une évaluation approximative des débits et pallier ainsi les insuffisances de l'équipement hydrométrique, ce qui n'est plus le cas actuellement pour la Moselle. Aussi seules quelques caractéristiques morphométriques principales du réseau seront-elles envisagées.

1. - Tracé d'ensemble et types de drainage

Le tracé d'ensemble du réseau de la Moselle est lié à l'évolution géomorphologique au Tertiaire et plus spécialement au Pliocène, le coude majeur à Toul relève cependant de la génèse quaternaire.

Si l'on tient à la seule Moselle, son cours à l'amont d'Epinal dans le massif vosgien, dérive d'une série d'adaptations aux dislocations de direction armoricaine ; à l'aval de Trèves, dans la traversée du Massif Schisteux Rhénan, le cours est adapté à des accidents de direction varisque. Sur le Plateau Lorrain, par contre, le tracé général du cours d'eau est indécis et de direction changeante, d'abord SSE - NNW d'Epinal à Metz, puis S - N de Metz à Thionville et SW - NE de Thionville à Trèves. Ce tracé traduit les caractères de surimposition et d'inadaptation du cours aux données structurales, de même que les réaménagements successifs du Tertiaire.

Malgré l'allure dendritique générale du réseau, des types différents de drainage s'opposent suivant les secteurs du bassin et donc suivant les grands ensembles morphostructuraux. Dans les massifs anciens de la périphérie où l'influence de la tectonique a été déterminante dans la mise en place du réseau hydrographique, le drainage est de type nettement orthogonal. C'est le cas notamment des bassins vosgiens de la Moselle supérieure en amont d'Epinal, de la Moselotte et de la Vologne, de la haute Meurthe également à l'amont de Raon-l'Etape; dans l'Ardenne, le réseau de la haute Sûre présente une disposition semblable, de même que celui de la Moselle inférieure dans le Massif Schisteux Rhénan. Dans tous les cas, le collecteur réunit dans un bassin évasé des affluents de longueurs sensiblement égales. Jointe le plus souvent à une densité de drainage élevée et à de fortes pentes, cette concentration du réseau favorise des crues rapides et puissantes.

Sur le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, la structure du réseau hydrographique est de type dendritique caractérisé, qu'il s'agisse du bassin de la Moselle moyenne ou de celui de ses principaux affluents : Meurthe moyenne et inférieure, Seille, Sûre inférieure, Sarre dans l'ensemble de son cours. Dans ces bassins allongés et étroits, aux pentes faibles, les affluents sont de longueurs souvent inégales et les points de confluence plus éloignés, ce qui, à priori, rend moins probables des crues brutales. Les bassins supérieur et inférieur et le bassin moyen de la Moselle s'opposent non seulement par les types de drainage, mais encore par les densités de drainage et la hiérarchisation de leur réseau.

2. - Densités de drainage (1)

Les morphologues préfèrent, avec raison à la notion assez générale de densité de drainage (2), un paramètre plus précis, la densité de talwegs

---

(1) Sur la carte I hors-texte, il n'a pas semblé souhaitable de figurer l'ensemble du "chevelu" hydrographique, afin de lui conserver sa clarté.

(2) La densité de drainage s'exprime par la relation simple $Dd = \frac{L}{S}$, L étant la longueur totale des cours d'eau permanents (km) et S la superficie du bassin (km2).

plus expressive de la dissection du relief (Ph. Pinchemel, 1950). Cette donnée morphométrique n'est d'ailleurs utilisable que pour des bassins peu étendus, dont la topographie est connue dans le détail.

A l'échelle d'un bassin tel que celui de la Moselle, les densités de drainage, cours subaériens permanents s'entend, sont fort significatives dans notre optique hydrologique, à condition toutefois d'être rapportées à des bassins relativement homogènes du point de vue lithologique.

Les valeurs de densité de drainage, présentées dans le tableau III, appellent quelques remarques (1). Les longueurs totales du réseau draîné, bien que mesurées au curviligne sur des cartes au 1/50 000e, ne sont parfois qu'approximatives, du fait de la configuration particulière des lits fluviaux, spécialement les bras durables avec îles dans le secteur vosgien. D'autre part, la différence d'échelle des cartes utilisées explique vraisemblablement que les valeurs de densités de drainage des bassins du Plateau Lorrain soient nettement inférieures à celles calculées par R. German (1963) pour les plateaux sédimentaires de l'Allemagne du Sud-Ouest. Par contre, les bassins de l'Ardenne et du Massif Schisteux offrent des valeurs proches de celles établies par F. Tichy (1951) et R. Hermann (1965) pour le Taunus.

Les densités de drainage varient considérablement à l'échelle du bassin de la Moselle ; elles sont étroitement dépendantes de deux facteurs principaux, la lithologie et l'abondance de précipitations. Elles sont élevées dans les régions cristallines et métamorphiques d'amont : bassins de la Moselotte et de la Vologne, et légèrement inférieures dans les secteurs schisteux d'aval : bassins de la Wiltz, du Flaum Bach et de l'Endert Bach. Le rôle de la lithologie apparaît encore plus clairement sur le Plateau Lorrain. Les valeurs propres aux régions argileuses et marneuses sont du même ordre de grandeur que celles des Vosges cristallines : bassins de l'Albe et du Sanon. Les bassins à dominante calcaire connaissent les plus faibles densités de drainage: bassins du Ruisseau d'Ache et du Rupt de Mad inférieur. On reviendra plus en détail, dans le chapitre II, sur les caractères de perméabilité des roches des différents bassins, qui déterminent directement la part respective du drainage subaérien et souterrain.

3. - Hiérarchisation du réseau et types de confluence

La hiérarchisation du réseau hydrographique est une autre caractéristique morphométrique importante pour l'écoulement fluvial. Son analyse systématique a été entreprise par R.E. Horton et poursuivie par de nombreux morphologues ; elle introduit le concept d'ordres ou de séries parmi les collecteurs principaux et leurs divers affluents, les cours d'eau de premier ordre étant représentés par les organismes fluviaux élémentaires sans tributaires (J. Tricart, 1965).

---

(1) Il va de soi que, l'établissement de cartes de densité de drainage préconisé par J. Tricart est hautement souhaitable, mais ceci ne nous a pas été possible dans le cadre de notre étude.

TABLEAU III

VALEURS-TYPES DE DENSITE DE DRAINAGE

Bassin	Nature lithologique	L (km)	S (km2)	Dd
Roselotte - aval	Granites-gneiss	272,2	358,5	0,76
Vologne - aval	Granites-gneiss et grès (Permien-Buntsandstein)	259,5	365,6	0,71
Viltz - aval	Schistes dévoniens	327,4	436,3	0,75
Flaum Bach - aval	Schistes dévoniens	108,1	204,0	0,53
Endert Bach - aval	Schistes dévoniens	37,4	74,8	0,50
Mortagne - amont confluence Ruisseau de l'Arentèle	Grès du Buntsandstein	83,1	151,7	0,55
Sarre Rouge - aval	Grès du Buntsandstein	69,0	107,5	0,65
Albe - aval	Argiles et marnes du Keuper	318,3	407,8	0,78
Sanon - aval	Argiles et marnes du Keuper	203,5	290,8	0,70
Attert - aval	Calcaires et marno-calcaires à dominante calcaire du Muschelkalk	177,5	317,0	0,56
Ruisseau d'Ache-aval	Calcaires bajociens	85,4	244,2	0,35
Rupt de Mad - aval confluence Ruisseau de la Madine	Calcaires bajociens	94,2	163,7	0,33

Sans nullement sous-estimer l'intérêt primordial de ces recherches en géomorphologie, à l'échelle de petits bassins, encore que la hiérarchisation de tout réseau soit loin d'être parfaite, il semble que ce soit la notion de confluence, déjà signalée, qui importe le plus pour l'hydrologie fluviale : répartition géographique et fréquence des confluences, angles de confluence, longueurs respectives des affluents et du cours d'eau principal aux points de confluence.

On ne peut évidemment donner que quelques indications pour l'ensemble du bassin, se rapportant plus spécialement au cours de la Moselle (fig. 3). On retrouve, à nouveau, une opposition nette entre les parties supérieure et inférieure et le secteur moyen du bassin. Dans le massif vosgien, en amont d'Epinal, les confluences de la Moselotte et de la Vologne ne sont distantes que de 16,9 km. Ces affluents sont presque aussi longs sinon plus longs que la Moselle elle-même aux points de confluence, respectivement 41,9 et 46,3 km pour les tributaires, 38,1 et 55 km pour le collecteur. Dans ce type de drainage à disposition orthogonale, les angles de confluence sont voisins de 90°. Une telle concentration du réseau se retrouve dans le bassin supérieur de la Meurthe. A sa confluence éloignée seulement de 17,5 km de celle du Rabodeau, la Fave atteint 20,7 km de long contre 32,1 km pour la Meurthe. Le Rabodeau et la Plaine confluent dans la Meurthe à moins de 4 km de distance.

Le cours inférieur de la Moselle, en aval de la confluence de la Sûre, présente sur 204 km une fréquence de confluence bien plus élevée. Les conditions structurales et morphoclimatiques expliquent ici encore ce type de drainage particulier, les angles de confluence étant proches de 90°. Pas moins de onze affluents importants, d'abondance très différente, rejoignent le collecteur. Les distances entre confluences varient de 52,6 km, de la Lieser à l'Alf, à 2 km, de la Ruwer à la Kyll. Mais la caractéristique morphométrique essentielle pour la génèse des crues est la faible longueur de ces affluents, à l'exception toutefois de la Sûre et de la Sarre.

Sur le Plateau Lorrain, à drainage dendritique, les points de confluence sont bien moins nombreux et beaucoup plus distants les uns des autres. Seuls d'ailleurs les apports liquides du Madon, de la Meurthe, de la Seille et secondairement de l'Orne sont appréciables. Les angles de confluence sont aigus et de nombreux tributaires ont un tracé nettement subparallèle à celui de la Moselle, du moins dans leur cours inférieur. C'est ainsi que 81,6 km séparent la confluence de la Vologne de celle du Madon et 94,9 km celle de la Seille de celle de la Sûre. A leur confluence, le Madon, la Meurthe et la Seille ont un cours beaucoup moins long que celui de la Moselle.

Les secteurs supérieur et inférieur du bassin de la Moselle présentent ainsi les données morphométriques les plus favorables à la concentration des crues : réseau à disposition orthogonale, densités de drainage élevées, fréquence de confluence la plus forte. Les caractères morphologiques des vallées et des lits fluviaux, les pentes spécialement, ne font que renforcer de telles conditions.

FIG.3 HIERARCHISATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA MOSELLE

1 point de confluence principal de la Moselle
2 point de confluence secondaire de la Moselle et de ses principaux affluents.
3 longueur de la Moselle au point de confluence.(km)
4 longueur du secteur fluvial entre deux points de confluence.(km)
5 longueur totale du cours d'eau.(km)
6 limites du bassin.

B. - Evolution récente au Quaternaire et caractères morphologiques des vallées

Les formes actuelles des vallées dépendent directement de l'évolutio géomorphologique récente, mais brève, du bassin au Quaternaire. Après avoir signalé le problème des terrasses, de leur genèse climatique et de leur rapport ave les lits majeurs, on rappellera les rectifications apportées au tracé du réseau hydrographique pliocène, ainsi que les caractères essentiels des profils en long et en travers des vallées.

Auparavant, il convient de souligner le rôle des oscillations climatiques, donc des divers systèmes morphoclimatiques qui ont présidé à l'élaboration de ces formes. Le parallélisme entre pulsations climatiques et glaciaires est loin d'être parfait, cependant les différentes périodes froides et tempérées du Quaternaire en Europe océanique et continentale se rattachent plus ou moins étroitement aux phases glaciaires et interglaciaires qu'ont connu les Alpes et la plaine d'Europe du Nord.

Aux périodes froides, relativement humides, la plus grande partie du bassin était soumise aux actions périglaciaires, alors que le domaine glaciaire était strictement limité aux Vosges centrales et surtout méridionales. On a certes identifié dans le Massif vosgien les traces de deux glaciations antérieures au Würm, mais la délimitation exacte de ces glaciations fait encore l'objet de vives controverses. Selon G. Seret (1966), la glaciation mindélienne aurait été la plus étendue, elle aurait atteint ainsi le secteur d'Epinal dans la vallée de la Moselle. Au Würm, la limite des neiges permanentes devait avoisiner 850 à 900 m. Les glaciers vosgiens offraient alors une nette opposition dans leur répartition entre les versants Ouest et Est, dûe autant à la dissymétrie topographique héritée du Pliocène qu'à la dissymétrie climatique fondamentale que nous connaissons encore aujourd'hui. Le versant lorrain jouissait de l'alimentation en neige la plus abondante, encore que des phénomènes de suralimentation neigeuse pouvaient se produire sur le versant Est. Lors du maximum würmien, aux glaciers des vallées de la haute Moselle en amont de Noirgueux, de la Moselotte en amont de Kirchompré, de la haute Meurthe en amont du Rudlin, correspondaient à l'Est de simples accumulations de cirques et quelques rares langues glaciaires. Les sommets de la chaîne, tel le Hohneck, devaient être recouverts seulement par de minces névés. L'ensemble du bassin, en aval, constituait un domaine périglaciaire typique, que l'on a pu assimiler aux déserts de gélivation actuels, Frostschuttundra des morphologues allemands (P. George et J. Tricart, 1954). L'influence du gel devait être particulièrement sensible sur les hauts plateaux des Vosges du Nord, du Pfälzer Wald, du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne.

Aux interglaciaires, le bassin bénéficie d'un climat tempéré, vraisemblablement plus chaud et sec que le climat océanique actuel. C'est le cas, en particulier, de l'interglaciaire Mindel-Riss, qui a connu cependant des retours offensifs du froid.

1. - Terrasses climatiques et lits majeurs

Il est difficile de présenter un tableau d'ensemble des terrasses de la Moselle et de ses principaux affluents, car, si d'excellentes études leur ont été consacrées, elles sont limitées en fait à des secteurs fluviaux bien déterminés : Moselle moyenne et inférieure, Sarre. Or, la connaissance précise de ces formes intéresse autant la dynamique et l'hydrologie fluviales que la géomorphologie, les lits fluviaux, apparents et majeurs étant aménagés dans les plus basses de ces terrasses.

L'étude des terrasses fluviales a conduit à des interprétations morphologiques, qu'il serait trop long de développer ici. Les travaux relatifs aux terrasses de la Moselle et de la Sarre, antérieurs à la seconde guerre mondiale, étaient fondés sur la théorie eustatique de C. Dépéret et du général de Lamotte (O. Borgstätte, 1910 - E. Wandhoff, 1914 - G. Gardet, 1928 - N. Théobald, 1932 - K. Mathias, 1936 - J. Reichrath, 1937). Ils aboutissent à une nomenclature impressionnante de niveaux différents, repérés de façon théorique et purement graphique, que l'on retrouvait d'ailleurs systématiquement dans tous les bassins fluviaux (1). J. Tricart (1952) a mis en évidence l'origine climatique de ces terrasses dans l'Est du Bassin de Paris et des études plus récentes, menées dans la même optique, se sont attachées plus particulièrement aux vallées de la Moselle inférieure et de la Sarre (E. Krœmer, 1954 - N. de Ridder, 1957 - F. Fischer, 1957). Ces auteurs continuent, certes à reconstituer les profils en long des terrasses, mais ils s'appuient avant tout sur des critères morphologiques pour distinguer ces terrasses, en confrontant leurs caractères topographiques, morphologiques, pétrographiques, morphoscopiques et paléontologiques. Ils ont montré que ces terrasses, parfois affectées par des déformations tectoniques mineures, devaient leur origine, non aux mouvements eustatiques, mais aux divers épisodes morphoclimatiques du Quaternaire.

Les hautes vallées vosgiennes, englacées, ont été soumises à une évolution particulière et encore mal connue. Lors des périodes froides, l'érosion glaciaire a dû atteindre son efficacité maximale, cependant modeste ; les vallées en auge doivent, en effet, beaucoup au modelé pliocène. Les glaciers les ont certes approfondies par délitage, mais les formes de surcreusement sont en fait limitées. De plus, les cirques glaciaires à la différence du versant alsacien, sont rares et strictement localisés en terrains cristallins dans les hautes vallées de la Moselotte et de la Vologne. En régime de déglaciation, des nappes fluvio-glaciaires, encore mal identifiées, se sont installées dans les vallées et celles des deux dernières périodes froides semblent très souvent confondues (A.I. Salomé, 1968 - G. Voirin, 1970). Mais la conception classique de l'évoluti des moraines terminales, de Noirgueux entre autres, a été récemment remise en

---

(1) K. Mathias avait retrouvé ainsi dans certains secteurs de la vallée de la Sarre pas moins de 10 niveaux plus ou moins continus.

question par G. Seret (1965 et 1966). Le cône de transition, à l'aval de la moraine, ne serait pas dû à la fusion du glacier, mais à l'action d'épandage proglaciaire lors du maximum glaciaire würmien; à la période postglaciaire, ce cône aurait été profondément incisé, d'où le dégagement de terrasses fluvio-glaciaires.

De leur côté, en aval des secteurs englacés, les vallées de la Moselle moyenne et inférieure et de la Sarre, ont connu un aménagement de même type. Il faut noter, toutefois, que la Moselle, en aval de Toul, après la capture du Val de l'Asne rapportée généralement au Riss, a eu, comme la Meurthe, une alimentation liquide et solide d'origine partiellement glaciaire, alors que la Sarre était à alimentation solide exclusivement périglaciaire. La genèse des terrasses de ces deux vallées serait liée à la succession des phases d'accumulation de nappes en période froide et de creusement vertical et latéral en période de réchauffement.

Durant les périodes glaciaires et lors des phases froides de certains interglaciaires, les vallées s'engorgent sous les apports de matériaux provenant du remaniement des versants par gélifraction et solifluxion, mais également de matériaux fluvio-glaciaires d'origine vosgienne (J. Tricart, 1965). L'accumulation domine dans ces vallées et de vastes nappes se constituent, ce qui n'exclut nullement des transports solides sur de longues distances. Il est d'ailleurs impossible de se faire une idée, même approximative, des caractères de la dynamique fluviale lors de ces périodes glaciaires. La compétence des cours d'eau au Quaternaire froid devait dépasser de beaucoup les conditions présentes sans que les débits liquides soient hors de proportions avec les débits actuels. D'après J. Tricart (1956), le caractère hétérométrique des matériaux des nappes alluviales témoignerait non d'une abondance fluviale plus élevée, mais d'un régime plus torrentiel, avec des crues plus brutales.

Pendant les interglaciaires et certaines phases tempérées des périodes glaciaires, il est vraisemblable que la fourniture de matériaux aux cours d'eau diminua considérablement, par suite de la colonisation des versants par la végétation. Les transports solides se poursuivent, mais le fait morphologique essentiel est le creusement des nappes et de la roche en place. L'interglaciaire Mindel-Riss aurait été ainsi la période d'érosion fluviale la plus importante de tout le Quaternaire.

L'étude des terrasses des vallées de la Moselle moyenne et inférieure et de la Sarre fournit les éléments d'un essai de reconstitution paléogéomorphologique des vallées (tableau IV)

Une assez nette concordance de résultats se dégage des travaux d'E. Kremer (1954) et de N. de Ridder (1957). A l'exclusion de la terrasse supérieure villafranchienne ou Höhenterrasse, installée sur le Trog 1 dans le Massif Schisteux Rhénan, on peut distinguer pour la Moselle moyenne luxembourgeoise et la Moselle inférieure de Trèves à Alf quatre terrasses étagées : la terrasse principale ou Hauptterrasse, la moyenne terrasse supérieure ou obere Mittelterrass

TABLEAU IV GENESE DES TERRASSES CLIMATIQUES DE LA MOSELLE MOYENNE ET INFERIEURE ET DE LA SARRE.

Principales phases climatiques	Evolution géomorphologique (d'après E. Kremer)	Moselle moyenne de Metz à Sierck (d'après J. Tricart)	Moselle moyenne luxembourgeoise (d'après N. de Ridder)	Moselle inférieure (d'après E. Kremer)	Sarre moyenne (d'après F. Fischer et K.J. Zandstra)
Günz	accumulation (15 m)		dépôt Höhenterrasse	dépôt Höhenterrasse	dépôt nappe D ?
Interglaciaire Günz-Mindel	érosion (50 m) accumulation érosion		incision Höhenterrasse	incision Höhenterrasse dépôt obere Hauptterrasse incision obere Hauptterrasse	incision nappe D ?
Mindel	accumulation (15 - 20m)	dépôt nappe A ?	dépôt obere Hauptterrasse	dépôt mittlere Hauptterrasse	dépôt nappe C ?
Interglaciaire Mindel-Riss	érosion (25 - 30 m) accumulation érosion maximale (60 m)	incision nappe A ?	incision obere Hauptterrasse dépôt untere Hauptterrasse incision untere Hauptterrasse	incision mittlere Hauptterrasse dépôt untere Hauptterrasse incision untere Hauptterrasse	incision nappe C ?
Riss	accumulation Riss I érosion accumulation Riss II (25 - 30 m)	dépôt nappe B ?	dépôt obere Mittelterrasse incision obere Mittelterrasse dépôt untere Mittelterrasse	dépôt obere Mittelterrasse incision obere Mittelterrasse dépôt untere Mittelterrasse	dépôt nappe B ?
Interglaciaire Riss Würm	érosion (20 m)	incision nappe B ?	incision untere Mittelterrasse	incision untere Mittelterrasse	incision nappe B ?
Würm	accumulation	dépôt nappe C ?	dépôt Niederterrasse	dépôt Niederterrasse	dépôt nappe A ?
Holocène	érosion-aménagement lits apparent et majeur (Alleröd) accumulation (Toundra) érosion (Atlantique)	incision nappe C ? dépôt nappe D ? incision nappe D ?	incision Niederterrasse incision Niederterrasse incision Niederterrasse	incision Niederterrasse incision Niederterrasse incision Niederterrasse	incision nappe A en basse terrasse supérieure Dépôt basse terrasse inférieure incision basse terrasse inférieure

la moyenne terrasse inférieure ou untere Mittelterrasse, la basse terrasse ou Niederterrasse (fig. 4 et 5). Dans le bassin de Trèves la terrasse principale se subdivise, selon E. Kremer, en haute, moyenne et basse terrasse, cette dernière se serait déposée au cours d'une phase froide de l'interglaciaire Mindel-Riss. Les éruptions volcaniques plio-quaternaires ont permis à l'auteur de dater, avec une certaine précision, les terrasses. L'augite et la diopside, minéraux lourds caractéristiques des basaltes de l'Eifel, ne se retrouvent que dans la moyenne terrasse inférieure (Riss II) ; de même, la basse terrasse devait être en place lors de l'explosion des Maare , l'association hornblende-titanite-augite n'apparaissent que dans le lit majeur actuel. N. de Ridder et E. Kremer apportent, de plus, un argument de poids à la datation probable de la capture de la Moselle au Riss II faite par J. Tricart ; la moyenne terrasse inférieure et surtout la basse terrasse comportent seules un pourcentage non négligeable de matériaux granitiques d'origine vosgienne, pouvant varier de 8 à 10 dans le secteur luxembourgeois, de 1 à 2 en aval.

Les terrasses de la Moselle inférieure ont été mises en relation par E. Kremer avec le système des terrasses de quelques uns de ses affluents, Kyll, Ruwer, et également avec celui du Rhin dans le secteur de confluence (D. Gurlitt, 1949).

La corrélation avec les terrasses de la Sarre et de ses principaux affluents, Blies, Prims et Nied, est moins parfaite (H. Liedtke, 1968). F. Fische (1957 et 1962) parvient à l'individualisation de trois nappes C, B, et A dans la vallée de la Sarre moyenne, en amont de la traversée du Hunsrück, la nappe D devant correspondre à la terrasse supérieure villafranchienne (fig. 6). De son côté, K.J. Zandstra a pu rattacher la nappe C à l'accumulation mindélienne (1954 b), alors que selon lui, la nappe A ou basse terrasse doit être, en fait, subdivisée en deux éléments topographiques distincts (1954 a). Dans le Hunsrück, sur le cours inférieur de la Sarre, les quatre nappes précédentes se retrouvent, mais à des altitudes relatives plus élevées et dominées par deux nappes supérieures F et E, ce qui implique des déformations tectoniques subactuelles.

Il semble, en effet, que les terrasses des vallées de la Sarre inférieure et surtout de la Moselle inférieure aient subi des mouvements tectoniques modérés, spécialement dans le secteur Kochem-Altenahr. Ces déformations se seraient propagées de la vallée du Rhin où elles affectèrent la terrasse principale, en direction du Sud-Ouest, vers la confluence Moselle-Sarre ; elles seraient ici contemporaines de la formation de la moyenne terrasse. D'autres mouvements mineurs auraient joué jusqu'à l'holocène dans le bassin de Trèves (E. Kremer, 1954).

Une corrélation systématique entre les terrasses de la Moselle moyenne et celles de la Moselle inférieure s'avère beaucoup plus délicate. Ce fait peut s'expliquer par l'absence de déformations tectoniques notables sur le Plateau Lorrain au Quaternaire froid, mais aussi par des conditions différentes de genèse des terrasses, du moins à l'amont du secteur de capture de la Moselle. J. Tricart a distingué quatre nappes principales de Metz à Sierck. La nappe D est constituée d'alluvions sableuses et partiellement caillouteuses ;

FIG.4 TERRASSES DE LA VALLEE DE LA MOSELLE MOYENNE A TEMMELS
(d'après N.de Ridder)

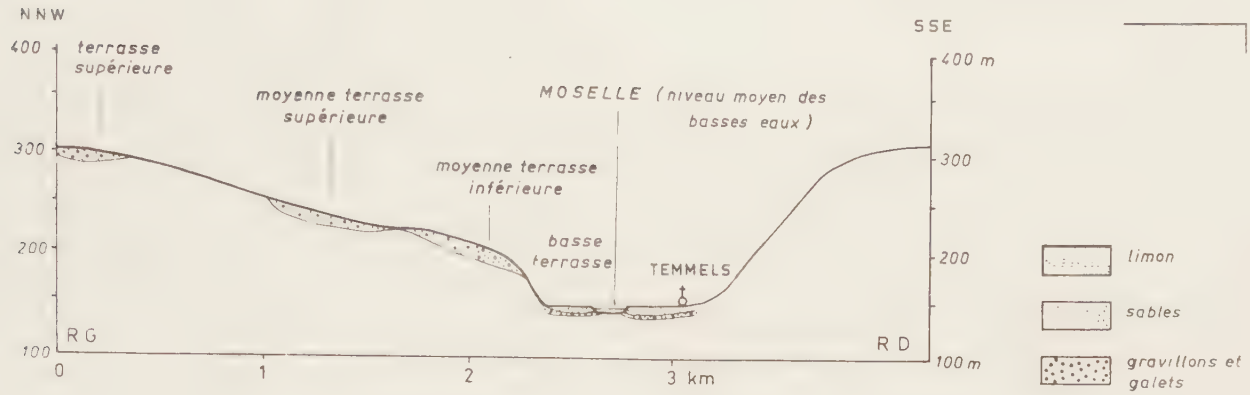
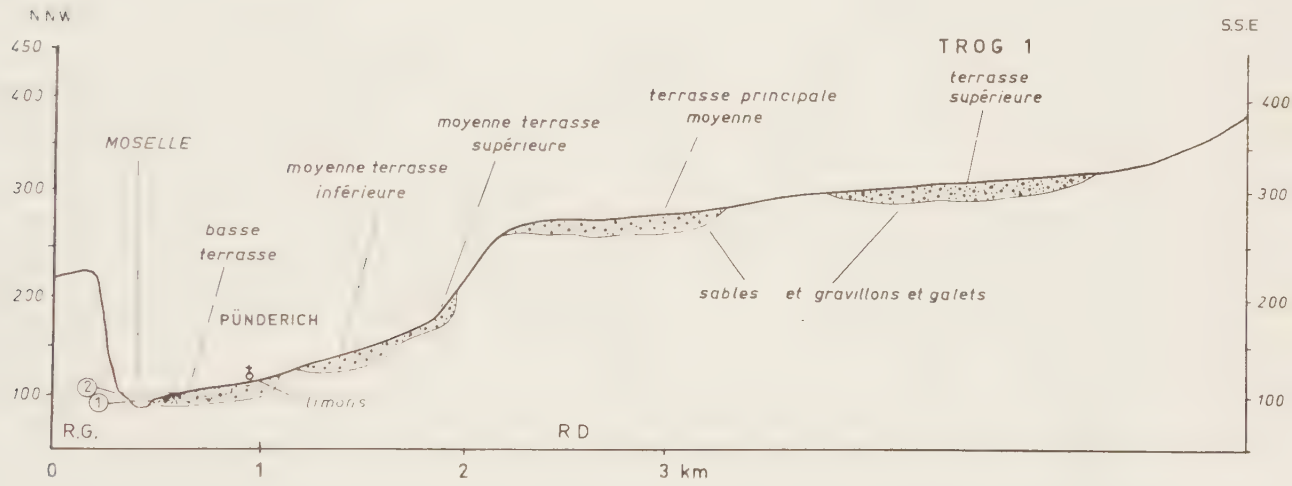


FIG.5 TERRASSES DE LA VALLEE DE LA MOSELLE INFERIEURE A PÜNDERICH
(d'après E.Kremer)



elle est faiblement entaillée par le lit apparent actuel du cours d'eau et pourrait être rapprochée de la basse terrasse inférieure de la Sarre (J. Tricart, 1948). La nappe C serait dûe à un remblaiement climatique, postérieur à la capture du Val de l'Asne, donc vraisemblablement würmien, comme semble l'attester la prédominance de matériaux cristallins d'origine vosgienne. Les nappes supérieures B et A, mal conservées, sont plus difficiles à dater. A l'aval de Toul jusqu'à Metz, la nappe D ne joue qu'un rôle secondaire et la nappe C a été entaillée en basse terrasse. En amont de Toul, la nappe C constitue la plaine alluviale actuelle et la nappe B, rapportée au Riss II et donc contemporaine du détournement de la Moselle, est fortement incisée à son tour. Elle est conservée sous forme de remblaiements importants, que l'on retrouve d'ailleurs en amont dans le secteur de Bayon-Charmes-Epinal (1).

---

(1) Dans son essai de datation de l'ensemble des terrasses de la vallée de la Moselle, de Remiremont à la confluence de la Sarre, F. Fischer (1965) a consacré un développement important à cette nappe dans le secteur Epinal-Toul.

L'étude des terrasses présente un intérêt indéniable pour l'hydrologie et la dynamique fluviale. C'est, en effet, dans les nappes d'accumulation les plus basses que les cours d'eau ont aménagé depuis l'Holocène leurs lits majeurs et apparents. La notion, fort vague, d'ailleurs, de plaine alluviale est parfois limitée au fond de la vallée soumis à l'action morphologique actuel des cours d'eau (1). En ce sens, l'expression de plaine alluviale inondable serait plus exacte, mais le terme de lit majeur ou de champ d'inondation est préférable, il correspond à une réalité hydrologique et morphologique (2). Il ne sera pas fait mention ici des lits apparents qui, vu leur intérêt hydrologiq feront l'objet d'un développement particulier.

Les travaux consacrés aux terrasses de la vallée de la Moselle, d'optique essentiellement morphologique, à l'exception de celui d'E. Kremer, ne traitent que rarement de l'extension du lit majeur. De la sorte, une analyse systématique de morphologie fluviale à l'échelle du bassin reste à faire.

Certains caractères du lit majeur de la Moselle peuvent être cependant mis en évidence ; son développement est fonction de la morphogénèse quaternaire de la vallée, différente suivant les secteurs envisagés. Dans le secteur inférieur du Massif Schisteux Rhénan, où le fond vallée se réduit à une série de méandres à encaissement total, il n'existe pas de plaine alluviale véritable Le lit majeur est quasi inexistant, à peine deux fois plus large que le lit apparent, situé lui-même à environ 10 m en contre-bas de la basse terrasse (E. Kremer, 1954). Même lors des plus fortes crues connues, les phénomènes de débordement sont limités et les eaux atteignent, au plus, le rebord de la basse-terrasse (fig. 7A). Il en a été ainsi en décembre 1925 - janvier 1926 à Pünderich ; le lit majeur ne dépassait pas 200 à 300 m de largeur maximale. Cette absence de débordement important contribue, de pair avec la pente général assez forte, à accroître la vitesse de propagation des crues. Des conditions identiques se retrouvent dans de nombreux secteurs du cours vosgien de la Mosel

Il en va tout autrement dans le bassin de Trèves (fig. 7B). Le lit majeur est très vaste, il peut atteindre jusqu'à 2,5 km dans le secteur Ruwer-Schweich. En effet, la basse terrasse ne domine que de quelques mètres le lit apparent et les crues records peuvent la submerger partiellement. E. Bittmann (1957) a consacré, d'ailleurs, une intéressante étude à la végétation de la plaine alluviale inondable de la Moselle ; ce lit majeur, très étendu, est colonisé par une association roseaux-saules buissonnants, alors que, dans le secteur aval, le lit majeur, pratiquement confondu avec le lit apparent, n'est peuplé que de joncs.

Sur le Plateau Lorrain, on retrouve fréquemment sur le cours moyen de la Moselle une large plaine alluviale inondable. Entre Metz et Thionville, la nappe inférieure D n'est que faiblement entaillée par le lit apparent du cours d'eau. Ainsi à Metz, la basse terrasse, dite de Maison-Rouge et de Saint-Eloy, n'a qu'une altitude relative de 3m par rapport au niveau moyen d'étiage (fig. 8). La nappe C, par contre, fortement disséquée et conservée entre Moselle et Seille, domine le lit majeur de 15 à 20 m (J. Tricart, 1948). En

(1) Sur la carte hors-texte II a été figuré l'ensemble des formations alluviales anciennes et modernes, donc des nappes d'accumulation constituant le gîte des nappes aquifères et non la plaine alluviale actuelle stricto sensu.

(2) Dans la vallée de la Moselle, il semble difficile d'opposer un lit majeur "périodique" occupé lors de hautes eaux plus ou moins régulières et un lit majeur "exceptionnel" submergé lors de crues véritables ; aucune limite topographique de ce genre n'existe en effet.

FIG.6 TERRASSES DE LA VALLEE DE LA BLIES INFERIEURE A REINHEIM.
(d'après F.Fischer)

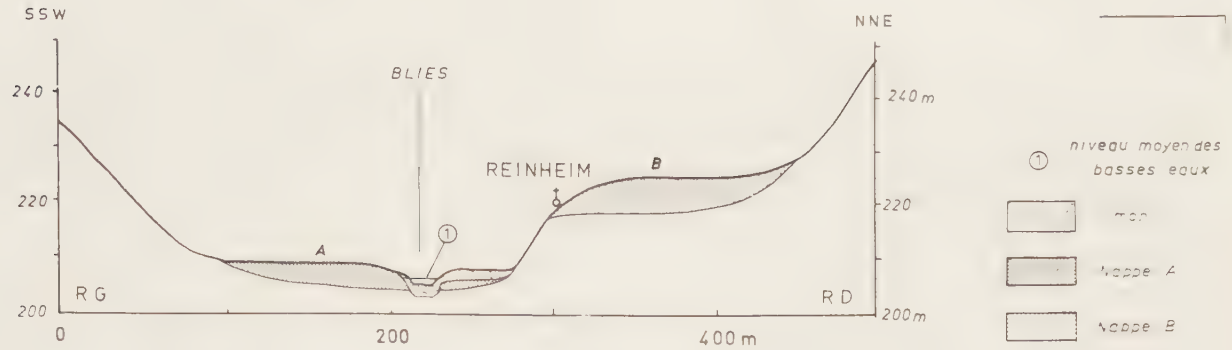
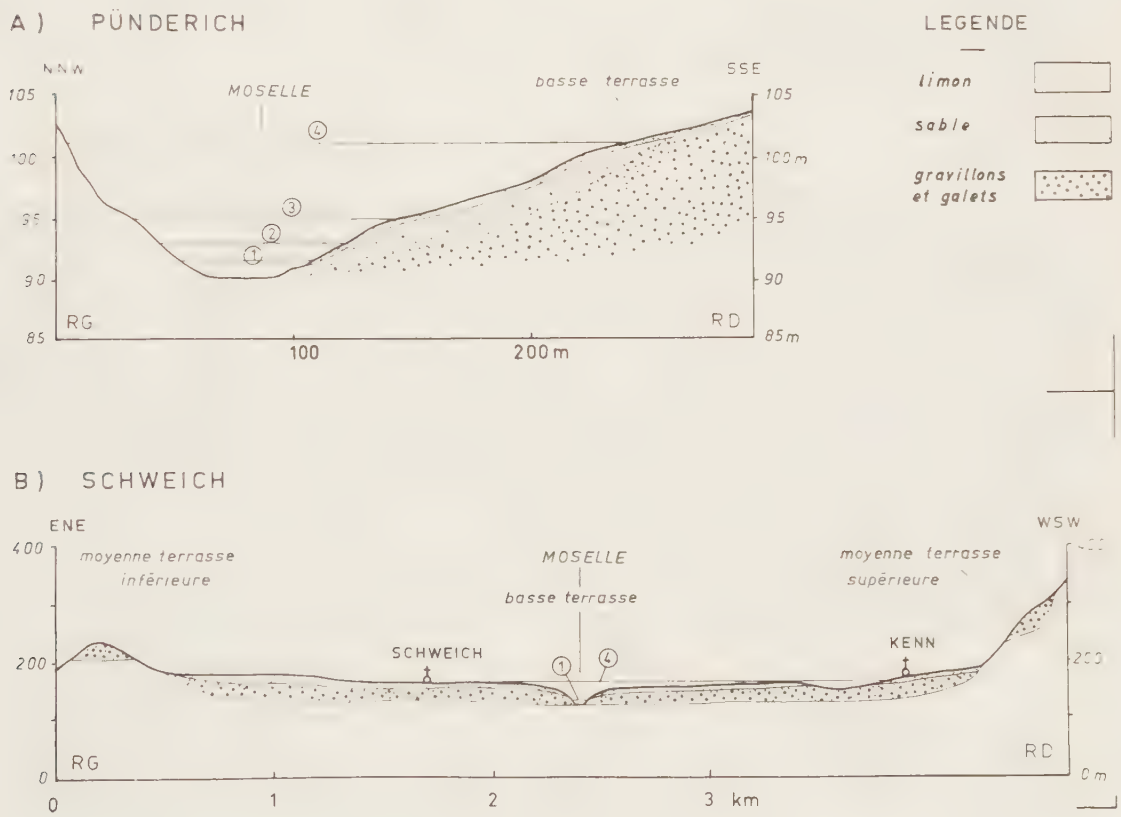


FIG.7 LIT MAJEUR DE LA MOSELLE A PUNDERICH ET A SCHWEICH.
(d'après E.Kremer)



1 niveau moyen de basses eaux
2 niveau des eaux moyennes
3 niveau correspondant au débit à plein bord
4 niveau des plus hautes eaux connues (1925-1926)

décembre 1947 - janvier 1948, la basse terrasse fut en grande partie inondée et la largeur du champ d'inondation dépassait 2 km. De tels débordements entraînent un retard sérieux dans l'écoulement des crues. De la confluence de la Meurthe à Metz, le lit majeur du cours d'eau est nettement moins vaste ; la Moselle coule sur le sommet de la nappe D et et la nappe C est entaillée en terrasses insubmersibles, de 15 à 20m d'altitude relative à l'aval de Pont-à-Mousson et de 8 à 10 m à l'amont.

On reviendra sur l'extension particulière des champs d'inondation et leurs caractéristiques principales, lors des plus fortes crues. Mais l'aménagement des vallées au Quaternaire s'est accompagné également de modifications parfois sensibles du tracé des cours d'eau.

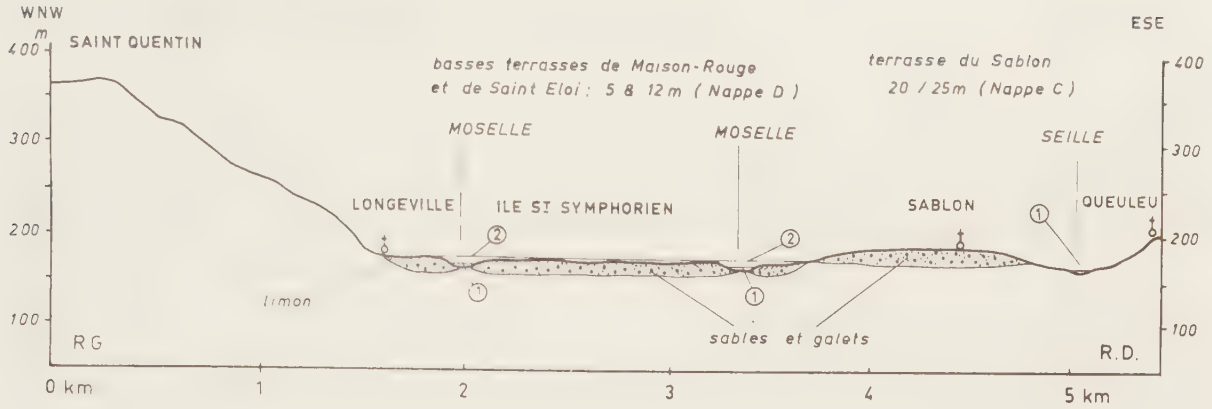
2. - Modifications du tracé du réseau hydrographique pliocène

Hormis la capture de la haute vallée de la Moselle, qui représente une modification majeure du réseau hydrographique au Quaternaire, seules de simples retouches ont été apportées au tracé, en fonction des conditions particulières de la dynamique fluviale.

Les modifications de détail les plus nettes ont affecté le tracé de la Moselle dans la traversée du Massif Schisteux Rhénan. E. Krèmer (1954) a pu reconstituer par l'étude des nappes d'accumulation, en l'occurence la terrasse principale inférieure, le cours supposé à l'interglaciaire Mindel-Riss de Trèves à Alf. Il ne devait pas être fort différent du cours au Riss I, jalonné par la terrasse moyenne supérieure. La rectification de tracé est particulièrement nette dans la région de Wintrich-Bernkastel, dite Umlaufbergregion (fig. 9). Certaines sections du lit rissien ont été totalement abandonnées , entre Brauneberg et Burgen et entre Siebenborn et Lieser ; d'autres secteurs ont été réoccupés depuis par des affluents de la Moselle : Lieser et Oestel Bach, Frohn et Vendenzer Bach. N. de Ridder (1957), de son côté, a relevé des modifications locales de tracé de la Moselle entre Stadtbredimus, Greiveldange et Wehr, entre Ahn et Machtum. Ici encore le lit au Riss I correspond à la nappe dans laquelle a été entaillée la terrasse moyenne supérieure.

Le vallon suspendu du Stromberg entre Contz-les-Bains et Schengen a suscité l'intérêt des morphologues. La Moselle coule actuellement à l'Est du Stromberg, à 60 m en contre-bas du vallon, et décrit un méandre de Sierck, à Apach (fig. 10). N. Théobald (1930 et 1932) ne pense pas que ce vallon corresponde à un ancien cours de la Moselle, ce serait celui d'un de ses affluents, l'Alf Bach, qui aurait été abandonné, à la suite de l'enfoncement de la vallée du cours d'eau principal. Pour N. de Ridder (1957) cette vallée abandonnée ne constituerait pas non plus un secteur ancien du cours de la Moselle, son origine serait essentiellement tectonique. La présence d'éléments de la terrasse moyenne supérieure de la Moselle témoignerait, au plus, de débordements exceptionnels du cours d'eau du Riss. H. Liedtke (1963) est d'un avis diamétralement opposé ;

FIG.8 LIT MAJEUR DE LA MOSELLE A METZ

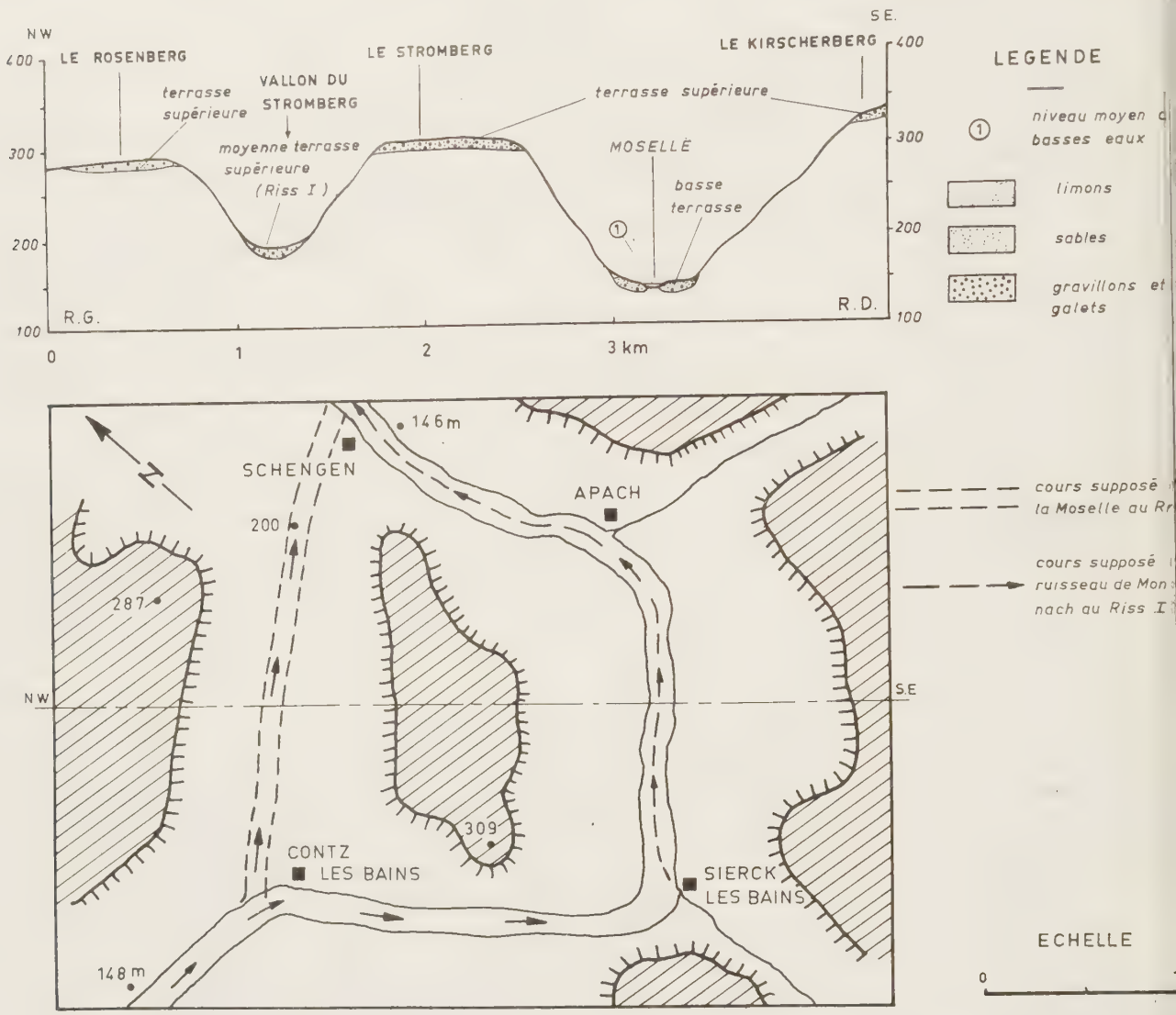


1 niveau moyen de basses eaux
2 niveau des plus hautes eaux connues (1947-1948)

FIG.9 COURS DE LA MOSELLE AU RISS I DE WINTRICH A BERNKASTEL
(d'après E.Kremer)

1 terrasse principale moyenne (Mindel)
2 terrasse principale inférieure (Mindel-Riss)
3 terrasse moyenne supérieure (Riss I)
4 cours supposé de la Moselle au Riss I
5 tracé postrissien des affluents de la Moselle.

FIG.10 VALLON DU STROMBERG ET VALLEE DE LA MOSELLE A SIERCK (d'après H.Liedtke)



ce vallon jalonne le cours de la Moselle au Riss I. Ayant remblayé ce secteur, elle se serait déversée, à l'Est du Stromberg, dans la vallée toute proche de son affluent le ruisseau de Montenach, qu'elle aurait approfondie de plus de 60 m lors des phases tempérées postérieures. La genèse de ce vallon reste donc controversée, mais elle illustre bien les vicissitudes de l'écoulement au Quaternaire froid. R. Capot Rey (1938) avait déjà signalé d'autres secteurs d'instabilité du réseau hydrographique au Quaternaire sur le Plateau Lorrain, spécialement dans la région des marnes du Keuper entre Sarre, Sanon, Seille et Nied. Dans une optique alors assez éloignée des conceptions morphoclimatiques actuelles, l'auteur avait émis des hypothèses originales sur les modifications apportées au tracé de ces cours d'eau. Là encore, une étude précise de morphologie fluviale mériterait d'être entreprise, dans la mesure, toutefois, où l'existence de nappes d'accumulation bien individualisées pourrait permettre d'établir des corrélations valables.

Mais le fait capital de l'évolution récente du tracé du réseau hydrographique réside dans la capture de la haute Moselle. Il est superflu de l'analyser en détail, J. Tricart (1948) ayant proposé une interprétation séduisante, à laquelle on ne peut que renvoyer.

Entre Toul et la vallée de la Meuse, une large vallée incisée dans le plateau du Rauracien, le Val de l'Asne, est drainée partiellement pour un petit affluent de la Moselle, l'Ingressin. Les méandres encaissées de la vallée traduisent de façon indiscutable un écoulement ancien en direction de la Meuse. Le fond du val est occupé par une nappe d'accumulation, la nappe B de J. Tricart, qui se raccorde à la terrasse de 30 m d'altitude relative de la Moselle à Toul, à la nappe remaniée de la Meuse en aval de Pagny et également à la nappe de la vallée de la Moselle de Toul à la confluence de la Meurthe. Cette nappe comporte, en plus des matériaux calcaires périglaciaires d'origine locale, des galets de quartz et des matériaux cristallins d'origine vosgienne.

J. Tricart, établissant une corrélation entre l'extension de cette nappe B, qui pourrait être rapportée au Riss II, et le phénomène de capture, a pu en esquisser les modalités et la datation probable. La haute Moselle, qui remblayait plus rapidement que la Meuse, du fait des apports vosgiens, devait s'exhausser progressivement sur sa nappe, spécialement à l'amont de la percée cataclinale de Toul. Elle se serait simplement déversée, lors d'une crue au cours de cette période de remblaiement, en direction vraisemblablement de la basse vallée du Terrouin et donc de la Meurthe, abandonnant par là même le Val de l'Asne (1). Il s'agirait d'une défluviation définitive au sens de M. Pardé. Le secteur de la vallée de la Moselle, de Toul à la confluence de la Meurthe, aurait ainsi été aménagé au cours de l'interglaciaire Riss-Würm à l'Holocène, ce qui pourrait expliquer son exceptionnelle étroitesse (2).

Il semble donc que, dès la fin du Riss, le tracé d'ensemble actuel du réseau de la Moselle était définitivement établi. Cette évolution complexe des vallées au Quaternaire explique les caractères particuliers de leurs profils en travers et de leurs profils en long.

. - Profils en travers et profils en long des vallées

Les données morphométriques relatives aux profils transversaux des vallées sont peu nombreuses ; par contre, les profils en long ont été minutieusement déterminés, ils seront donc analysés en détail. Il n'est cependant pas

---

(1) Une telle hypothèse avait déjà été suggérée par H. Baulig (1937).

(2) Cependant, l'enfoncement de près de 80 m de ce secteur de vallée dans le plateau du Bajocien-Bathonien s'explique difficilement, au cours d'une période d'érosion aussi brève. Il n'est pas impossible cependant d'admettre que la basse vallée du Terrouin, dès avant la capture de la Moselle, était déjà fortement incisée dans ce plateau. La datation de la capture au Mindel proposée par G. Seret (1966) lèverait donc cette objection, mais elle est contredite par les observations de E. Kremer et de N. de Ridder sur les terrasses de la Moselle inférieure.

de notre propos de mener une étude morphométrique exhaustive des vallées à l'échelle du bassin ; ainsi, les vallons élémentaires, façonnés au Quaternaire froid, mais le plus souvent sans drainage permanent, ne seront-ils pas envisagés

Les profils en travers des vallées doivent être considérés sous un double aspect : pente des versants et largeur du fond de vallée.

Autant que les conditions climatiques, pédologiques et biogéographiques, les caractéristiques morphométriques des pentes des interfluves, comme celles des pentes des talwegs d'ailleurs, introduisent une grande diversité dans l'écoulement fluvial. Les bassins de moyenne montagne, aux pentes relativement fortes, connaissent souvent un ruissellement superficiel ou subsuperficiel beaucoup plus rapide que les bassins des régions de plateaux peu accidentées. Une analyse morphométrique-statistique suppose des recherches systématiques, pouvant amener à une cartographie détaillée des pentes moyennes générales et des pentes modales correspondant à des éléments particuliers du relief, que nous ne pouvions entreprendre (J. Tricart, 1965). Les seules valeurs de pentes, analysées dans les études morphométriques et géomorphologiques relatives au bassin, portent sur des moyennes, elles n'ont, de ce fait, qu'un intérêt relatif.

On ne dispose que de peu de valeurs significatives pour les moyennes montagnes et pour les Vosges spécialement. La pente générale du versant Ouest du massif cristallin est de l'ordre de 15 à 20°, elle peut atteindre localement 25 à 30°, elle est, toutefois, inférieure à celle du versant oriental (C. Frey, 1965). Dans la zone sommitale, les pentes moyennes sont faibles, elles n'excèdent pas 5 à 8°. Les pentes des versants des hautes vallées, par exemple de la Moselotte de Cornimont à la Bresse ou de la Vologne supérieure et de la Belbriette varient en moyenne de 20 à 25° (M. Rogé, 1968).

On retrouve des pentes similaires dans les Vosges gréseuses de l'Ouest et du Nord, pour les interfluves des hautes vallées du Rabodeau et de la Plaine. Il ne semble donc pas exister de différences majeures de pentes d'un secteur lithologique à l'autre dans le massif vosgien. J. Soons (1958) a montré en effet que, sur le versant oriental de la chaîne, les pentes transversales des grandes vallées sont analogues dans les grès (Zorn) et dans les schistes métamorphiques (l'Andlau) ; elles sont sensiblement plus fortes que sur le versant lorrain, de l'ordre de 20 à 30°. Les processus périglaciaires quaternaires auraient engendré des formes de versants assez semblables dans les vallées déjà fortement incisées au Pliocène ; les versants, initialement raides, auraient reculé parallèlement à eux-mêmes, d'où la forme d'auge caractéristique, spécialement dans les grès.

Ce ne sont pas tant d'ailleurs les valeurs élevées des pentes qui méritent d'être notées dans le massif vosgien que la longueur des versants par opposition au Plateau Lorrain. A la surface des principaux plateaux qui le composent dominent les pentes faibles rarement supérieures à 2° ; les versants à pentes fortes sont limités dans leur extension : rebords de plateaux et talus

de cuestas. Les caractéristiques principales de ces versants ont été nettement dégagées par J. Tricart (1956). A la différence des régions crayeuses, les versants sont raides dans les calcaires jurassiques (5 à 20°) ; mais ces valeurs moyennes traduisent fort mal l'allure réelle de leur profil transversal (R. Souchez, 1966 a).Dans les calcaires marneux du Muschelkalk et surtout dans les marnes et argiles du Keuper, les interfluves offrent des pentes plus faibles, de l'ordre de 5 à 10° au maximum.

Le fond de vallée correspond à la plaine alluviale au sens large, il peut donc différer sensiblement du lit majeur. Son intérêt n'en est pas moins certain dans l'analyse du contexte hydrologique au sens de J. Tricart et quelques exemples numériques de la largeur du fond de la vallée de la Moselle peuvent être signalés, dans le cadre de chacun des grands ensembles morphostructuraux

Dans les Vosges, à l'amont d'Epinal, et dans le Massif Schisteux Rhénan, en aval de Trèves, la vallée de la Moselle est étroite. En amont du Thillot, elle atteint 300 à 400 m au maximum ; elle s'élargit jusqu'à plus d'un kilomètre dans le bassin de Remiremont. En aval, jusqu'à Epinal, la vallée se rétrécit à nouveau. Dès son entrée dans le Massif Schisteux Rhénan, de Longuich à Coblence, elle est encore plus étroite ; sa largeur n'excède pas 100 à 200 m : fond de vallée et lit majeur sont alors pratiquement confondus.

Sur le Plateau Lorrain, la vallée de la Moselle est, en général, plus spacieuse et sa largeur peut dépasser plusieurs kilomètres. Elle se limite parfois à moins d'un kilomètre dans le plateau du Bajocien, de Pont-Saint-Vicent à Pompey ; elle atteint 2 km de Pont-à-Mousson à Pagny. En aval de Metz, le fond de vallée s'étend sur 4 à 5 km de large, au pied de la cuesta du Bajocien, elle se rétrécit singulièrement dans le secteur Sierck-Wasserbillig et dépasse largement 2 km dans le bassin de Trèves.

Cette opposition entre bassins supérieur et inférieur et bassin moyen de la Moselle se manifeste plus encore dans la pente des talwegs.

Les profils en long de la Moselle et de ses principaux affluents ont établis avec précision dès la fin du 19e siècle, du fait de leur intérêt pratiqu pour la navigation (M. Von Tein, 1905). Ces données tenaient compte des divers travaux d'aménagement des cours d'eau réalisés à cette époque : canal de l'Est - branche Sud de Toul à Golbey, en aval d'Epinal, section du canal de la Marne au Rhin de Toul à Frouard, canal de Frouard à Metz, canal de la Sarre moyenne de Sarralbe à Sarrelouis (C. Prêcheur, 1961). En fait, l'implantation de ces voies d'eau à faible gabarit (250 à 280 t), constituées le plus souvent par un canal latéral au cours d'eau et plus rarement par de brèves sections navigables à même lit fluvial, n'avait que peu modifié les conditions naturelles de pente (1)

(1) De Toul à Sexey-aux-Forges, la Moselle est navigable, mises à part quelques déviations avec écluses ; à l'amont, le canal de l'Est - branche Sud est totalement distinct du cours d'eau. De même, de Toul à Pompey, le canal de la Marne au Rhin est sans relation avec la Moselle.

Les différents services nationaux de la navigation ont apporté depuis lors des corrections de détail à ces relevés initiaux ; c'est ainsi qu'il a été tenu compte de la mise en eau du "Camifemo" en 1932, dans le secteur Metz-Thionville.

Mais le tracé des profils en long a été plus profondément affecté, sur certains secteurs fluviaux, par des travaux récents d'aménagement important équipement hydroélectrique de l'Our et de la Sûre réalisés en 1963, canalisatio de la Moselle de Thionville à Coblence terminée en 1964 (R. Frécaut, 1959, 1961 a et b) (1). Les travaux réalisés ou en cours dans les lits apparent et majeur de la Moselle de Neuves-Maisons à Thionville, destinés à prolonger vers le Sud la voie d'eau à gabarit rhénan (1350 à 1500 t.) apporteront également des modif cations sensibles au tracé naturel des profils en long (2). L'aménagement d'ensemble du cours d'eau à partir de Neuves-Maisons devrait être terminé en 1973.

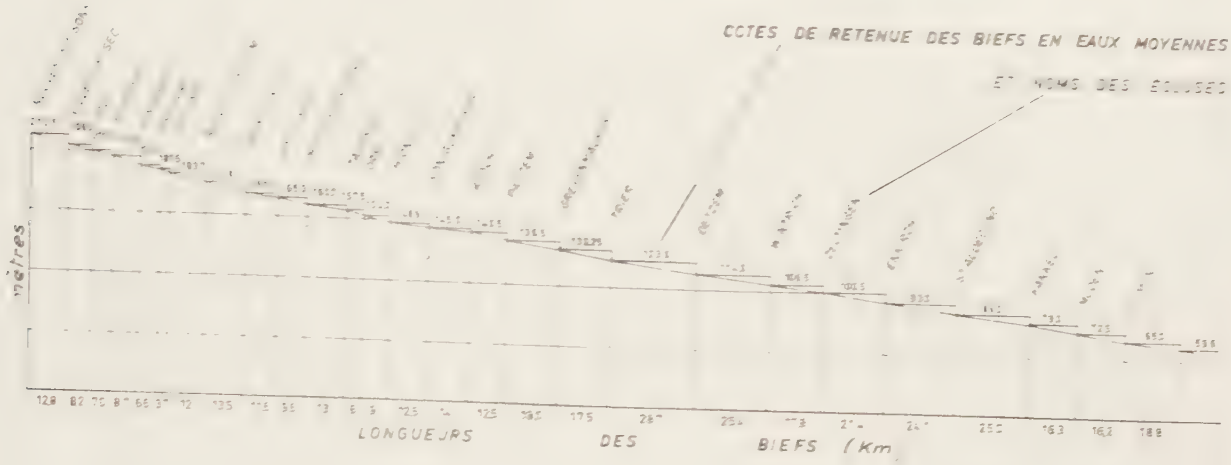
---

(1) L'implantation de 14 barrages-écluses dans la section Thionville-Coblence, longue de 270 km, a transformé considérablement le profil en long de la Moselle (fig. 11 et carte hors-texteI).Les cotes de retenue, en amont de ces barrages, correspondent aux eaux moyennes. La hauteur moyenne de chute des barrages est de 6,4 m, la plus faible étant celle de Koenigsmacker avec 3,9 m, la plus forte celle de Detzem avec 9 m. La longueur moyenne des biefs navigables entre barrages est de 19,2 km, les biefs les plus courts sont ceux de Thionville-Koenigsmacker et d'Apach-Palzem (12,5 km), le bief de Detzem est le plus long (28,7 km).

Les modifications consécutives à l'aménagement hydroélectrique du réseau de la Sûre a entraîné la formation d'un lac de retenue de plus de 15 km de long. Si la hauteur de chute utile au niveau du barrage est de 36,7 m, le niveau moyen de la retenue représente une surélévation de 46 m au-dessus du fond de la vallée. Le barrage au fil de l'eau de Rosport, implanté sur un canal d'amenée recoupant un méandre de la Sûre inférieure, n'a entraîné qu'un léger exhaussement du plan d'eau amont ; la chute utile de ce barrage n'atteint que 9,2 m. L'ouvrage de Vianden est original, il comporte une centrale de pompage des eaux de l'Our dans des bassins de retenue aménagés sur le sommet du Mont Saint-Nicolas. Ces eaux sont restituées, après turbinage, dans un bassin inférieur long de 8 km de Keppeshausen-Stolzembourg à Lohmühle. L'altitude relative du plan d'eau, à l'amont du barrage de Lohmühle, est de 25 m.

(2) La section Neuves-Maisons-Thionville, soit 122 km, comportera également 14 écluses de navigation doublées directement ou non de barrages (fig. 11 et carte hors-texte I). La hauteur moyenne de chute sera de 5,1 m, la plus faible étant celle de Frouard avec 2,7 m, la plus forte celle de Pagny avec 8,65 m. La longueur moyenne des biefs navigables sera de 9,3 km, le bief le plus court sera celui de Frouard-Custines (3,7 km), le bief de Blénod-Pagny-sur-Moselle sera le plus long (13,5 km).

FIG.11 PROFIL EN LONG DE LA MOSELLE CANALISEE DE NEUVES-MAISONS A COBLENCE.

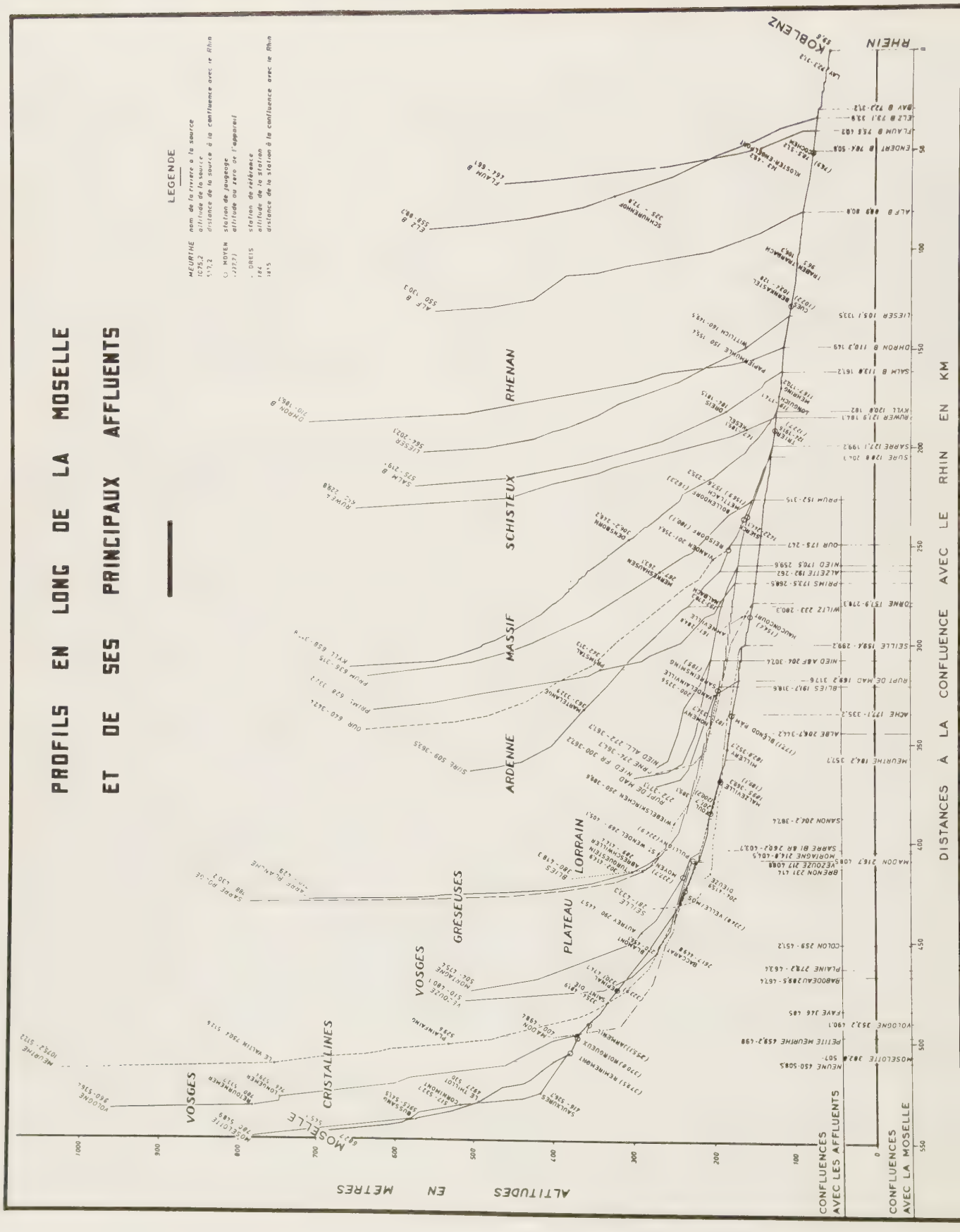


Les profils considérés sont ceux des plans d'eau en étiages et non les véritables profils, assez peu différents, des talwegs ou du fond des lits (fig. 12). Les hauteurs d'eau minimales de juillet 1921 ont été retenues pour la partie française du bassin, celles de juillet 1881, puis d'août 1942 pour les secteurs luxembourgeois et allemand. On peut certes regretter l'absence de coordination internationale à l'échelle du bassin, à la différence du Rhin pour lequel les profils en long sont uniformément établis depuis 1952 d'après les valeurs des étiages relatifs de 1932, mais il faut signaler que les écarts réels sont minimes. Les pentes calculées sont donc celles des plans d'eau lors de ces étiages ; elles varient en fait considérablement en eaux moyennes, en hautes eaux et surtout en crues.

Bien qu'il s'agisse de déclivités des plans d'eau, ces valeurs ont une signification morphologique certaine et donnent une idée assez satisfaisante des pentes des talwegs. Comme les profils en travers des vallées, les profils en long résultent de l'interaction des facteurs structuraux et des processus morphoclimatiques surtout pliocènes et quaternaires. Il ne nous appartient pas d'aborder ici le problème général de la génèse de ces profils et de leur relation avec la notion toute théorique de profil d'équilibre (M. Pardé, 1945 - H. Baulig, 1948 - P. Birot, 1961). J. Tricart a fort justement montré qu'il n'est actuellement pas possible de déterminer la part exacte des phénomènes eustatiques, des déformations tectoniques et des variations paléoclimatiques dans l'élaboration de ces profils. Ils correspondent à un équilibre mobile au sens de H. Baulig ; leur évolution actuelle est lente en milieu tempéré océanique de plateaux et des moyennes montagnes. Ces profils sont soumis à des retouches mineures et locales, lors des périodes de hautes eaux et surtout de crues.

Il est, cependant intéressant de dégager des valeurs-types de pentes moyennes suivant les grands ensembles morphostructuraux du bassin, elles présentent un intérêt primordial pour l'étude de l'écoulement fluvial. Le tableau V présente les principales valeurs de pentes pour la Moselle et ses affluents ; il appelle quelques remarques préalables. Il a été impossible de distinguer dans tous les cas les secteurs fluviaux appartenant au

FIG.12



(d'après M.Von Tein)

Plateau Lorrain et aux massifs montagneux. C'est ainsi que pour la clarté de la présentation la Kyll, la Salm, la Lieser ont été rattachées entièrement au Massif Schisteux Rhénan, alors que leur cours inférieur, en aval respectivement de Densborn, de Dreis et de Wittlich, correspond au bassin sédimentaire de Trèves. Inversement, la Vezouze, la Mortagne, la Blies, la Prims ont été présentées dans le cadre du Plateau Lorrain, leur cours supérieur, en amont respectivement de Blâmont, d'Autrey, de Sankt-Wendel et de Primstal a cependant un profil typique de cours d'eau de moyenne montagne. Il en va de même pour la Sarre inférieure en aval de Mettlach. Enfin, les valeurs de pentes correspondent à des moyennes ; localement, les pentes peuvent être beaucoup plus fortes, ceci est particulièrement net pour le secteur inférieur de la Moselle.

Dans les bassins supérieur et inférieur de la Moselle, soit dans le massif vosgien, l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan, la pente moyenne des cours d'eau est généralement supérieure à 2 ‰, souvent comprise entre 5 et 15 ‰ (M. Heuertz, 1948 et 1949). Les plus fortes déclivités correspondent aux cours supérieurs de la Moselle, de la Meurthe et de leurs affluents. Les pentes exceptionnellement élevées de la Vologne, à l'amont du lac de Retournemer (66,6 ‰), et de la Meurthe en amont du Valtin (71,38‰) ne sont réalisées que sur de brefs secteurs, longs respectivement de 2,7 et 4,6 km. La décroissance des pentes est loin d'être régulière, c'est ainsi que la déclivité de la Moselle augmente de la confluence de la Vologne à Epinal, par suite des conditions lithologiques et surtout tectoniques locales.

La pente moyenne de la Moselle inférieure dans le Massif Schisteux Rhénan est nettement inférieure aux valeurs précitées, de l'ordre de 0,3 à 0,4 ‰. Elle est très proche de celle du Rhin dans la traversée du même massif : 0,56 ‰ de Bingen à Trechtingshausen, 0,41 ‰ de Bacharach à Oberwesel, 0,19 ‰ de Boppard à Coblence ; ce n'est qu'à l'aval de la confluence de la Moselle que la déclivité moyenne s'accroit légèrement, 0,25 ‰ de Coblence à Andernach (W. Eschweiler, 1959 b). Ces valeurs moyennes ne permettent pas d'apprécier les accentuations de pente, certes locales mais prononcées, en relation avec la présence de seuils rocheux. Avant l'aménagement récent de la Moselle, la déclivité réelle était de l'ordre de 0,8 ‰ directement à l'aval de Longuich, de 1,7 ‰ à Mehring, de 1 ‰ à Detzem, de 1,4 ‰ à Wintrich, de 1,1 ‰ à Lay ; la plus forte rupture de pente était celle du secteur de Cochem, ramenée par des travaux de déroctage à la fin du 19e siècle de 3,5 ‰ à 1,9 ‰ (M. Von Tein, 1905). La déclivité moyenne des affluents de la Moselle inférieure est sensiblement comparable à celles des nombreux cours d'eau des Vosges ou du Taunus (1).

Sur le Plateau Lorrain, la pente des cours d'eau est plus faible, toujours inférieure à 2 ‰ et voisine le plus souvent de 0,3 à 0,4‰. Le profil

---

(1) Les pentes moyennes de certains petits cours d'eau du Taunus sont, en effet, assez fortes : 13 ‰ pour la Wisper, affluent du Rhin, 13 ‰ pour le Mühl Bach et 18 ‰ pour la Weil, tous deux affluents de la Lahn, 21 ‰ pour le Schwarz Bach, affluent du Main (R. Hermann, 1965).

TABLEAU V

PENTES MOYENNES DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS (°/₀₀)

(d'après M.Von Tein)

Cours d'eau	Secteurs fluviaux	Pentes	Cours d'eau	Secteurs fluviaux	Pentes
Massif Vosgien (bassin supérieur)				Confl. Orne - Sierck	0,30
				Sierck - Confl. Sarre (2)	0,32
				Confl. Sarre - Longuich (3)	0,33
- Moselle supérieure	Source - Bussang	24,10	- Madon	Source - Confl. Colon	3,19
	Bussang - Le Thillot	9,40		Confl. Colon - Confl. Brénon	0,80
	Le Thillot - Conf. Moselotte	4,54		Confl. Brénon - Confl. Moselle	1,06
	Confl. Moselotte - Confl. Vologne	1,54	- Meurthe moyenne et inférieure		
	Confl. Vologne - Epinal	2,16		Confl. Plaine - Confl. Vezouse	1,12
- Moselotte	Source - Cornimont	20,00		Confl. Vezouse - Confl. Mortagne	0,51
	Cornimont - Saulxures	16,12		Confl. Mortagne - Confl. Sanon	0,62
	Saulxures - Confl. Moselle	1,69		Confl. Sanon - Confl. Moselle	0,65
- Vologne	Source - Retournemer	66,60	- Vezouse	Source - Blâmont	10,00
	Retournemer - Longemer	13,00		Blâmont - Confl. Meurthe	1,12
	Longemer - Confl. Neuné	6,45	- Mortagne	Source - Autrey	7,20
	Confl. Neuné - Confl. Moselle	4,68		Autrey - Confl. Meurthe	1,82
- Meurthe supérieure	Source - Le Valtin	71,38	- Rupt de Mad	Source - Essey	1,45
	Le Valtin - Plainfaing	21,00		Essey - Thiaucourt	0,90
	Plainfaing - Confl. Petite Meurthe	16,37		Thiaucourt - Vandelainville	0,85
	Confl. Pet. Meurthe - Confl. Fave	8,69		Vandelainville - Confl. Moselle	2,50
	Confl. Fave - Confl. Rabodeau	3,26	- Seille	Source - Dieuze	4,42
	Confl. Rabodeau - Confl. Plaine	2,57		Dieuze - Nomeny	0,28
- Fave	Source - Provenchères	25,00		Nomeny - Confl. Moselle	0,58
	Provenchères - Confl. Meurthe	5,90	- Orne	Source - Amanville	0,40
- Rabodeau	Source - Senones	22,45		Amanville - Confl. Moselle	1,00
	Senones - Confl. Meurthe	6,70	- Sûre moyenne et inférieure		
- Plaine	Source - Vexaincourt	42,50		Confl. Alzette - Confl. Our	1,14
	Vexaincourt - Confl. Meurthe	4,70		Confl. Our - Confl. Prüm	1,11
- Sarre Blanche	Source - Turquestein	28,93		Confl. Prüm - Confl. Moselle	1,12
	Turquestein - Confl. 2 Sarre	3,73	- Sarre moyenne et inférieure		
- Sarre Rouge	Source - Abreschwiller	31,58		Confl. 2 Sarre - Confl. Albe	0,90
	Abreschwiller - Confl. 2 Sarre	2,69		Confl. Albe - Confl. Blies	0,58
				Confl. Blies - Confl. Prims (4)	0,36
				Confl. Prims - Confl. Nied (4)	0,33
Plateau Lorrain (bassin moyen) (1)				Confl. Nied - Mettlach (4)	0,52
				Mettlach - Confl. Moselle (5)	0,85
- Moselle moyenne	Epinal - Confl. Madon	1,58	- Blies	Source - Sankt Wendel	8,40
	Confl. Madon - Toul	0,70		St Wendel - Wiebelskirchen	1,22
	Toul - Confl. Meurthe	0,60		Wiebelskirchen - Confl. Sarre	0,82
	Confl. Meurthe - Confl. R. D'Esch	0,35			
	Confl. R. D'Esch - Confl. Rupt Mad	0,38	- Prims	Source - Primstal	14,80
	Confl. Rupt Mad - Confl. Seille	0,53		Primstal - Nalbach	4,29
	Confl. Seille - Confl. Orne	0,35		Nalbach - Confl. Sarre	1,98

Cours d'eau	Secteurs fluviaux	Pentes
- Nied	Nied Fr. - Source - Confl.	1,17
	Nied All. : Source - Confl.	1,25
	Confl. 2 Nied - Confl. Sarre	0,70
Ardenne - Massif Schisteux Rhénan (bassin inférieur) (1)		
- Moselle inférieure	Longuich - Confl. Salm	0,40
	Confl. Salm - Confl. Dhron	0,28
	Confl. Dhron - Confl. Lieser	0,33
	Confl. Lieser - Confl. Alf	0,30
	Confl. Alf - Confl. Endert B.	0,35
	Confl. Endert B - Confl. Flaum B.	0,27
	Confl. Flaum B. - Confl. Elz B.	0,38
	Confl. Elz B. - Confl. Bay B.	0,30
	Confl. Bay B. - Confl. Rhin	0,40
- Sûre supérieure	Source - Martelange	4,75
	Martelange - Confl. Wiltz	2,47
	Confl. Wiltz - Confl. Alzette	2,22
- Our	Source - Vianden	5,11
	Vianden - Confl. Sûre	2,74
- Prüm	Source - Merkeshausen	5,13
	Merkeshausen - Confl. Sûre	3,12
- Ruwer	Source - Kasel	13,25
	Kasel - Confl. Moselle	5,00
- Kyll	Source - Densborn	5,44
	Densborn - Confl. Moselle	2,88
- Salm	Source - Dreis	10,39
	Dreis - Confl. Moselle	3,45
- Dhron	Source - Papiermühle	18,93
	Papiermühle - Confl. Moselle	7,10
- Lieser	Source - Wittlich	7,68
	Wittlich - Confl. Moselle	3,43
- Alf Bach	Source - Bengel	10,51
	Bengel - Confl. Moselle	4,95
- Flaum Bach	Source - Kloster Engelport	18,98
	Kloster Engelport - Confl. Moselle	7,50
- Elz Bach	Source - Schnürenhof	14,65
	Schnürenhof - Confl. Moselle	6,48

(1) Ces valeurs de pentes, ne tenant pas compte des travaux d'aménagement réalisés sur la Moselle (Thionville - Neuves-Maisons), l'Our et la Sûre depuis 1963-1964, correspondent aux anciennes conditions naturelles de l'écoulement.
(2) Sierck - Confluence de la Sûre : 0,37, d'après N. de Ridder.
(3) Confluence de la Sarre - Confluence de la Kyll : 0,36, d'après Wasser - und Schiffahrtsdirektion (Mayence).
(4) Güdingen - Mettlach : 0,35 d'après Wasser-und Schiffahrtsamt (Sarrebrück).
(5) Mettlach - Confluence de la Moselle : 0,80.

en long de certains affluents de la Moselle, tels le Madon, le Rupt de Mad, L'Orne, se raidit dans le cours inférieur ; il s'agit de cours d'eau cataclinaux ou anaclinaux, l'augmentation de pente correspond à la traversée du rebord de plateau ou du front de cuesta. Les plus faibles déclivités sont atteintes par les cours d'eau des plateaux du Keuper et du Lias ; la Seille en offre un bon exemple.

Cependant, les valeurs de la pente de la Moselle moyenne restent assez élevées pour un cours d'eau d'une région de plateaux ; elles sont supérieures à celles de la Seine dans son cours moyen : 0,24 ‰ de la confluence de l'Aube à Montereau, 0,22 ‰ de Montereau à Melun, 0,18 ‰ de Corbeil à Maisons-Alfort, 0,12 ‰ dans la traversée de Paris et en aval, du même ordre de grandeur que celles de la Loire moyenne : 0,41 ‰ de Briare à Orléans, 0,37 ‰ d'Orléans à la confluence du Cher, légèrement inférieures toutefois à celles de la Garonne moyenne, 0,7 ‰ en amont de la confluence du Tarn, 0,52 ‰ de la confluence du Tarn à Agen, 0,385 ‰ d'Agen à Tonneins (M. Pardé, 1942).

Si les profils en travers des vallées, donc les pentes des interfluves, exercent un rôle déterminant sur le ruissellement, de pair avec les formations lithologiques et le couvert végétal, les profils en long des cours d'eau, donc les pentes des talwegs, influencent directement les vitesses fluviales et l'écoulement concentré au niveau des lits fluviaux, spécialement lors des crues. Les lits apparents régissent à leur tour l'écoulement fluvial, mais leur dynamique est elle-même fonction de cet écoulement.

C.- Principales caractéristiques morphométriques des lits apparents

C'est paradoxalement dans ce domaine particulier de la morphologie fluviale que l'on possède le moins de données chiffrées (J. Tricart, 1960). Cependant, à la différence des lits majeurs, les lits apparents ou lits entre berges se prêtent assez bien à une analyse morphométrique précise (1). En effet, pour la majorité des cours d'eau du domaine océanique de plateaux telles la Seine, la Saône et la Moselle sur la majeure partie de son cours, les lits d'étiages se confondent le plus souvent avec les lits apparents, sauf lors de sécheresses exceptionnelles (M. Pardé, 1968).

Il ne nous était pas possible d'entreprendre une étude détaillée des lits apparents ; le problème de la dynamique actuelle de ces lits ne sera envisagé qu'incidemment en relation avec les transports solides des cours d'eau. On s'attachera donc ici exclusivement aux caractéristiques morphométriques principales des lits du bassin.

---

(1) M. Pardé rejette fort justement la notion vague et contestable de lit ordinaire.

Elles concernent, avant tout, le tracé en plan des lits apparents, leur largeur entre berges, leur profondeur, les seuils et les mouilles. On ne dispose que de peu de précisions sur ces formes du fonddes lits. D'autre part, le concept de profondeur du lit est ambigu ; certains auteurs lui préfèrent la hauteur des berges, sans qu'il soit indiqué toutefois s'il s'agit de la hauteu au-dessus du fond en fait très variable, ou du niveau des plus basses eaux. La largeur entre berges est évidemment la mieux connue. Quant à leur tracé de dét les lits apparents de la Moselle et de ses affluents peuvent se ramener à deux types principaux, suivant la terminologie de M. Pardé : les lits à chenal "mou unique, avec ou sans sinuosité, les lits avec bras durables et îles, (M. Pardé 1942).

Les lits apparents à chenal unique comportent, en fait, une alternance de secteurs quasi rectilignes et de secteurs à sinuosités marquées de caractères morphologiques très différents : méandres à débordement de plaine allu viale inondable sur le Plateau Lorrain, méandres à encaissement total dans le Massif Schisteux Rhénan et l'Ardenne (1). Les lits avec bras durables et îles sont surtout caractéristiques des hautes vallées vosgiennes : Moselle supérieu en amont du Thillot, Moselotte en aval de Cornimont, Vologne moyenne et Neuné, Meurthe supérieure en amont de Raon l'Etape et Fave (2). Faute d'éléments préc ce type de lits ne peut être que mentionné.

Plutôt que de se livrer à une analyse systématique des lits apparen forcément incomplète à l'échelle du bassin, il a semblé préférable de regroupe quelques caractéristiques morphométriques de ces lits en relation avec les gran ensembles morphostructuraux, à l'exclusion pourtant du massif vosgien.

1. - Types de lits apparents du Plateau Lorrain

Sur le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, les lits appa rents des cours d'eau présentent une alternance de secteurs à tracé rectiligne et de secteurs à trains de méandres de plaine alluviale. Ce sont ces méandres à débordement qui doivent retenir l'attention, bien que des méandres à encaisseme total soient sculptés dans le plateau du Bajocien de Toul à la confluence de la Meurthe et dans le plateau du Muschelkalk de Contz à Wasserbillig. Après un bre rappel de la genèse des méandres à débordement, les principales caractéristique des lits seront dégagées tant pour la Moselle que pour ses principaux affluents

Les lits apparents de plaine alluviale, dont un des aspects les plu typiques est constitué par les méandres à débordement, ont une origine récente

---

(1) M. Pardé proscrit avec raison, pour les premiers, le terme de méandres diva gants ou libres.

(2) Ces lits apparents, à chenaux anastomosés, n'ont pas été volontairement fig sur la carte I hors-texte, dans un souci de clarté.

Ce sont des formes de creusement vertical et latéral postglaciaires et actuelles (J. Tricart, 1956). Elles sont incisées le plus souvent dans les nappes d'accumulation quaternaires récentes, mais parfois aussi directement dans les matériaux argileux et marneux des terrains du Keuper et du Lias.

De tels méandres ne signifient nullement l'impuissance ou la prétendue sénilité des cours d'eau ; ils traduisent en réalité un équilibre complexe entre la puissance érosive des cours d'eau et la résistance des matériaux des lits. M. Pardé a justement insisté sur le fait que la tendance à la sinuosité est un caractère fondamental des courants fluviaux. Rappelons simplement qu'à sa suite la plupart des morphologues admettent l'existence de deux groupes de facteurs antagonistes dans la genèse et l'évolution actuelle de ces méandres : les facteurs hydrodynamiques (pente, régime, vitesse, turbulence) et les facteurs morphologiques (largeur et profondeur du lit, charge solide du cours d'eau, nature des matériaux des berges et du fond) (L. B. Leopold et M. Gordon, 1957 - L.B. Leopold et M.G.Wolman, 1960 - W. Langbein et L.B. Leopold, 1966).

Faute d'étude approfondie, on ne peut qu'émettre une hypothèse sur l'évolution actuelle de ces méandres. Le façonnement des lits à sinuosités marquées est lent et discontinu dans le temps ; il est pratiquement nul en dehors des périodes de hautes eaux et de crues. Mais la morphogenèse de ces lits apparents diffère totalement de celle des lits majeurs. Les premiers semblent évoluer en partie du moins sous l'action des débits à plein bord, au sens de J. Tricart (1960). Ces débits sont atteints beaucoup plus fréquemment, en régime pluvial océanique, que les débits de crues véritables.

Alors que le lit apparent de la Moselle dans le massif vosgien n'excède pas 20 à 25 m de large du Thillot à Remiremont, 30 à 40 m dans le secteur d'Epinal, la largeur entre berges s'accroît progressivement en aval sur le Plateau Lorrain : 60 à 80 m d'Epinal à la confluence de la Meurthe, 120 à 150 m de Pont-à-Mousson à Metz, 150 m environ de Metz à Thionville et parfois jusqu'à 200 m de Thionville à Trèves et à Longuich, du moins avant les travaux d'aménagement du cours d'eau.

Le lit de la Moselle ne décrit que des méandres à débordement assez mal dessinés, particulièrement à l'aval de Metz et de Thionville. Il se subdivise localement en plusieurs bras enserrant des îles à Dieulouard et à Metz (îles Saint-Symphorien et du Saulcy). La largeur du lit apparent de la Moselle égale ainsi sensiblement celle du lit de la Seine : 60 à 70 m à Nogent-sur-Seine, 120 à 180 m de Montereau à la confluence de l'Oise, 180 à 225 m de Mantes aux Andelys, ou celle du lit de la Saône moyenne et inférieure, soit 150 à 180 m, à l'exception toutefois du défilé de Lyon (M. Pardé, 1942).

La notion de coefficient de remplissage du lit apparent, ou rapport du module brut à la largeur de ce lit, proposée par certains auteurs,

n'a qu'une signification toute relative ; elle permet, cependant, d'opposer les différents types morphoclimatiques de lits fluviaux. Ce coefficient de remplissage est évidemment faible pour les cours d'eau des régions sèches, spécialement méditerranéennes ; il varie de 0,1 à 0,3 (M. Pardé, 1942). Il est relativement élevé pour les cours d'eau du domaine océanique et, de façon plus générale, pour les grands fleuves de la zone tempérée : 2 pour la Seine en aval de Paris, 5 pour le Rhône à Givors et le Rhin à Bâle. Ce coefficient atteint 1,3 pour la Moselle à Epinal, 1 à Toul et Pont-à-Mousson et 0,9 à Hauconcourt.

Les méandres à débordement apparaissent comme beaucoup plus caractéristiques du tracé du lit des affluents de la Moselle dans la zone des argiles et des marnes du Keuper et du Lias, tels les trains de méandres du Madon de Mirecourt à Lemainville et à Pulligny, de la Meurthe de Baccarat à Lunéville, de la Vezouze en aval de Blâmont, de la Mortagne de Rambervillers à Gerbéviller, de la Seille de Nomeny à Cheminot, de la Nied française (1). Les principales données morphométriques du lit apparent de la Mortagne ont été minutieusement analysées par E. Hubault (1923 et 1928). A l'amont de Rambervillers, dans le grès vosgien et les calcaires du Muschelkalk, la largeur du lit ne dépasse pas 2 à 3m et la hauteur des berges au-dessus du fond 0,5 à 0,8 m. En aval, dans les marnes du Keuper, elles sont respectivement de 5 m et de 1 m à Moyen, de 8 m et de 1,2 m à Gerbéviller. Le coefficient de remplissage du lit de la Mortagne à Moyen atteint 0,9.

Les méandres de la Sarre sont beaucoup moins remarquables dans le cours moyen. Le lit apparent n'a qu'une largeur de 10 à 15 m à la confluence de la Sarre Rouge et de la Sarre Blanche, de 20 à 30 m de Sarrebourg à Sarralbe, de 30 à 40 m de Sarralbe à Sarreguemines, mais près de 50 m de Sarreguemines à Mettlach, où le cours d'eau pénètre dans la partie méridionale du Hunsrück. Le coefficient de remplissage du lit est alors d'environ 1,2.

2. - Types de lits apparents de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan

Les lits apparents de la Moselle, de la Sûre et de la Sarre ont été le mieux étudiés dans l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan. Ils diffèrent des lits apparents du Plateau Lorrain par leur genèse et leurs caractéristiques propres, spécialement par leurs trains de méandres à encaissement total.

Ces méandres incisés le plus souvent à même la roche en place ne semblent pas dériver, contrairement à la théorie longtemps admise, d'une

---

(1) Le tracé de la Seille a subi de nombreuses rectifications dès la fin du 19e siècle et surtout depuis 1945 ; les travaux de curage entrepris devraient limiter les effets des débordements dans la vallée (H. Morcrette 1955).

surimposition dans le massif ancien de méandres à débordement, à partir d'une hypothétique couverture alluviale (J. Blache, 1939 et 1940 - R. Musset, 1928). L'encaissement profond de près de 400 m de la vallée de la Moselle inférieure est lié, on l'a vu, avant tout aux mouvements plio-quaternaires du massif.

Mais, C. Troll, s'appuyant sur le travail déjà cité d'E. Kremer, pense que le façonnement des méandres de la Moselle inférieure s'est effectué lors des oscillations climatiques du Quaternaire froid tout comme celui des terrasses (1954). Ils auraient été sculptés essentiellement au cours de la longue période de creusement de l'interglaciaire Mindel-Riss, partiellement désorganisés au cours de la phase froide suivante et définitivement aménagés à l'interglaciaire Riss-Würm. Localement, la différenciation lithologique marquée ainsi que les failles ont pu guider la mise en place de ces méandres (1). A l'opposé des méandres à débordement de plaine alluviale, ces formes sont pratiquement "figées" depuis la période postglaciaire.

Sans entrer dans le détail des caractéristiques morphométriques de ces méandres groupés en trains successifs dans les secteurs de Schweich-Niederemmel, de Bernkastel-Traben-Trarbach, de Kaimt-Alf et de Ediger-Cochem, on peut souligner toutefois quelques données relatives au lit apparent de la Moselle inférieure (2).

Avant la mise en eau récente de la Moselle canalisée, la largeur entre berges du lit naturel variait de 100 à 200 m ; elle se réduisait à 50 m dans les sections d'affleurement de matériaux plus résistants. Par contre, le lit pouvait atteindre parfois plus de 200 m de large : 210 m à Bullay, 240 m à Zell, 350 m même au niveau de Traben-Trarbach. A titre comparatif, il faut rappeler que le lit apparent du Rhin, qui atteint 300 m de large de Worms à Mannheim, 450 à 600 m dans le bassin de Mayence, se réduit également à 250-300 m dans la traversée du Massif Schisteux Rhénan ; ce n'est qu'en aval de Coblence qu'il retrouve une largeur de 350 à 400 m (M. Pardé, 1942).

Dans les secteurs plus rectilignes ou du moins à faible sinuosité, le lit apparent du cours d'eau se divisait souvent en différents bras isolant des îles, plus ou moins étendues, à soubassement rocheux et submersibles lors des plus grandes crues : Schleich, Detzem, Enkirch, Zell, Bullay, Aldegund, Ediger, Nehren, Pommern, Müden, Moselkern, Bürgen, Hatzenport, Lehmen et Winningen. La profondeur moyenne au-dessous du niveau des plus basses eaux atteignait 1,8 à 2m ; sur les seuils rocheux, elle pouvait se limiter à 1,2 - 1,4 m, alors qu'elle dépassait fréquemment 6 m au-dessus de certaines mouilles (11m près de Traben-Trarbach) (M. Von Tein, 1905).

---

(1) R.E. de Smet et R. Souchez (1962) ont ainsi montré récemment le rôle majeur des facteurs structuraux locaux dans la genèse des méandres à encaissement total de l'Ardenne Belge.

(2) Le coefficient de remplissage du lit de la Moselle à Cochem est de l'ordre de 2.

Dans le Hunsrück, le lit apparent de la Sarre conserve une largeur moyenne d'environ 50 m, sensiblement égale à celle d'amont. Le tracé de ce lit est fait également d'une succession de secteurs quasi rectilignes ou à faible sinuosité et de trains de méandres à encaissement total. La boucle de la Sarre à Mettlach pose, on l'a dit, un problème morphologique d'ordre différent. De même, la Sûre supérieure, la Wiltz et l'Our ont des lits apparents étroits, occupant la majeure partie du fond de vallée et comportant de nombreux trains de méandres profondément encaissés dans le haut plateau de l'Ardenne.

L'implantation du barrage-réservoir d'Esch-sur-Sûre a entraîné la submersion des lits apparent et majeur du cours d'eau sur 15 km, par suite de laformation d'un lac d'une retenue de 60 millions de m3 couvrant 380 ha. Le barrage de Lohmühle, situé à l'aval de la centrale de Vianden, a emnoyé le fond de la vallée de l'Our sur 8 km, le lac de retenue ayant une capacité d'environ 5 millions de m3 (R. Frecaut et R. Neyertz, 1961). Par contre, si la mise en eau des barrages de la Moselle a modifié sensiblement les pentes, et par là même les profondeurs, elle n'a que peu fait varier la largeur du lit apparent, du moins dans le massif ancien. En effet, afin de protéger les nombreuses localités installées sur les rives du cours d'eau, les berges ont été surélevées et consolidées par des digues (R. Frécaut, 1961 a). Seules quelques îles ont été totalement ou partiellement submergées, du fait de l'élévation du niveau des plans d'eau, spécialement près de Schleich, de Detzem, de Hatzenport et de Lehmen.

Malgré ces indications fragmentaires, on peut opposer plusieurs types de lits apparents à l'échelle du bassin, en fonction des grands ensembles du relief. Dans le massif vosgien, les lits se caractérisent souvent par des bras durables avec îles. A l'aval, dans l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan, les lits sont à fond stable, car généralement incisés dans la roche en place ; ce sont leurs imposants trains de méandres à encaissement total qui méritent de retenir l'attention. Sur l'ensemble du Plateau Lorrain, les lits apparents sont à fond mobile ; les méandres à débordement constituent l'élément le plus original de ces lits de plaine alluviale. Le rôle des méandres dans le ralentissement de l'écoulement des crues, n'est certes pas négligeable, il est pourtant difficile à apprécier.

Mais l'étude approfondie des lits apparents dépasse l'objet propre de la morphologie fluviale et intéresse directement l'hydrologie elle-même. La notion de débit à plein bord, déterminante pour l'analyse du façonnement actuel des lits, mériterait d'être définie avec précision en chaque cas particulier. Ce débit est directement inférieur au débit correspondant à la cote dite de débordement. Il peut être estimé approximativement à partir des données morphométriques des lits, une relation statistique existant entre la fréquence d'un tel débit et le réaménagement des lits (J. Tricart, 1960). Sa valeur exacte ne peut être déterminée toutefois que dans les secteurs fluviaux

comportant une station de jaugeage valable. Ce débit à plein bord diffère d'ailleurs du débit de hautes eaux, provoquant un débordement dans le lit majeur.

Enfin, l'étude morphométrique des lits tant apparent que majeur, peut permettre de contrôler la validité dans le temps des courbes de tarage en une station de jaugeage donnée. Si le lit apparent est relativement stable et si le lit majeur est peu étendu, de telles relations entre débits et hauteurs d'eau peuvent être établies avec une précision satisfaisante, sans modifications notables pour une longue période d'observations ; tel est le cas de la station de Cochem sur la Moselle inférieure. Dans les secteurs de plaine alluviale, ces relations sont le plus souvent sujettes à caution et la détermination des débits, de crues spécialement, présente de graves difficultés. Le fond et les berges des lits apparents subissent de fréquentes retouches et les débordements dans un lit majeur généralement vaste faussent toute mesure directe de jaugeage. La station de Trèves apparait comme typique à cet égard.

D.- Problèmes morphologiques de quelques cuvettes lacustres du bassin

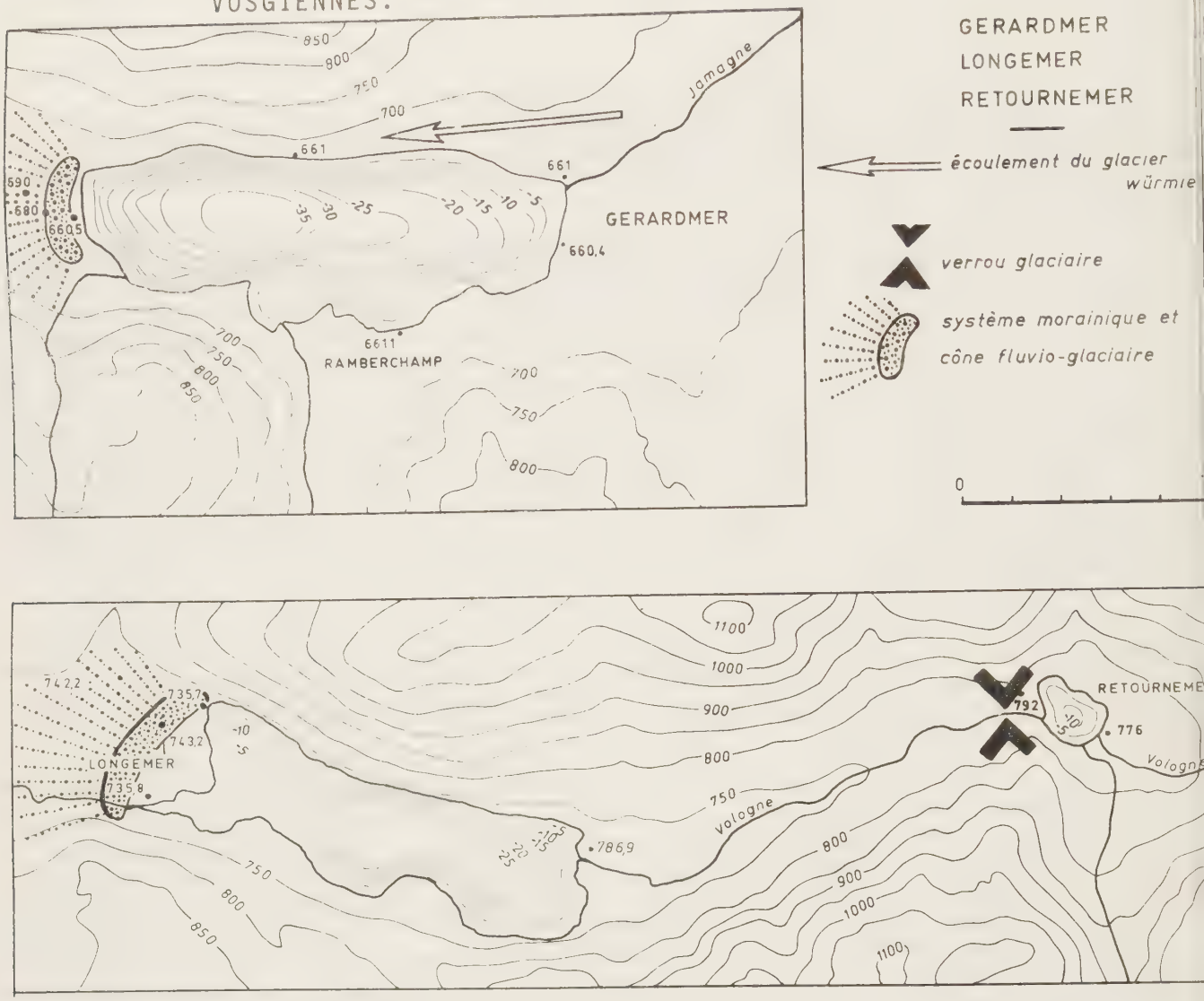
Les lacs ne jouent qu'un rôle hydrologique secondaire dans le bassin de la Moselle, du fait de la faible importance de leurs cuvettes. Ils sont localisés dans le massif vosgien et dans le Massif Schisteux Rhénan. Les étangs des régions argileuses et marneuses du Keuper et de l'Oxfordien-Callovien sont artificiels, ils ont été aménagés en vue de la pisciculture et plus récemment de l'alimentation en eau des canaux de la Marne au Rhin et des Houillères. Ils ne rentrent donc pas dans notre propos, bien que leur influence sur le régime de la Sarre spécialement soit loin d'être négligeable. (H. Sommelet, 1965). Il n'existe pas d'études précises consacrées à la morphologie des cuvettes lacustres, aussi se limitera-t-on à quelques indications d'ordre général tant pour les lacs glaciaires des Vosges que pour les Maare de l'Eifel.

1. - Lacs vosgiens d'origine glaciaire

Les principales cuvettes lacustres du versant occidental des Vosges appartiennent aux bassins de la Moselotte et de la Vologne. Ces cuvettes sont d'origine glaciaire, soit des lacs de cirque typiques, limités à l'aval par un verrou : lacs de Blanchemer et de Retournemer, soit des lacs de vallée glaciaire, barrés à l'aval par un ou plusieurs systèmes morainiques : lacs des Corbeaux, de Lispach, de Longemer et de Gérardmer. Il est à noter que l'écoulement actuel des eaux du lac de Gérardmer vers la Vologne, par la Jamagne, s'effectue en sens inverse de celui du glacier quaternaire, qui utilisait les vallées de la Cleurie et de la Moselotte (fig. 13).

Les caractéristiques morphométriques essentielles de ces cuvettes lacustres sont rassemblées dans le tableau VI. Seules les cuvettes de Retournemer, de Longemer et de Gérardmer n'ont pas été sensiblement modifiés par

FIG.13 COURBES BATHYMETRIQUES DE QUELQUES CUVETTES LACUSTRES VOSGIENNES.



des travaux d'aménagement. Les études déjà anciennes de E. Hubault (1932 et 1947) ont été reprises récemment par R. Joly (1963). Se fondant sur les quelques données fournies jadis par A. Delebecque (1898), E. Hubault a tenté une estimation approchée du volume des principales de ces cuvettes. Le volume moyen des eaux du lac de Gérardmer serait d'environ 19 510 000 m3 ; quant aux volumes respectifs des eaux des lacs de Longemer et de Retournemer, ils seraient de 10 826 000 et de 360 000 m3. Il s'agit donc de cuvettes au total modestes ; les variations saisonnières de leurs volumes sont limitées et l'influence de ces lacs sur le régime de la Vologne et de la Moselotte est, de ce fait, mineure.

2.-Maare de l'Eifel volcanique

Les Maare volcaniques du Vordereifel, cuvettes lacustres plus originales, correspondent à des cratères d'explosion du Quaternaire récent Ils sont alignés suivant deux grandes directions tectoniques, de la vallée de la Moselle au haut Eifel (Daun-Gerolstein) et au Lacher See.

Certains de ces cratères sont partiellement asséchés ou occupés par des tourbières, ce sont les Dürren Maare ou Weiher ou Maarmoore, tels le Mosbrucher Weiher, de plus de 1,5 km de diamètre, le Booser Weiher et le Dreiser Weiher au sud de Nürburg-Ring.

TABLEAU VI

CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES DES PRINCIPALES CUVETTES LACUSTRES DU BASSIN SUPERIEUR DE LA MOSELLE

	Altitude moyenne du plan d'eau (m)	Superficie moyenne (ha)	Profondeur maximale (m)
Bassin de la Vologne			
Lac de Retournemer	776	5,5	11,5
Lac de Longemer	735	76,2	29,5
Lac de Gérardmer	660	115,5	36,2
Bassin de la Moselotte			
Lac de Lispach	905	8,0 (1)	10,3
Lac de Blanchemer	970	7,0 (2)	15,0
Lac des Corbeaux	887	9,2 (3)	23,0

(1) Superficie portée de 3 à 8 ha par suite de la construction d'un barrage en 1914.
(2) Digue et conduite forcée en projet ce qui modifierait sensiblement la superficie actuelle.
(3) Superficie actuelle du lac après l'aménagement d'une digue en 1900.

Les lacs de cratère les plus caractéristiques sont groupés, au Sud de Daun, sur un plateau basaltique (F. Straka, 1952). Aucun des 25 Maare du bassin inférieur de la Moselle n'atteint les proportions du Laacher See, situé dans le bassin voisin de la Nette : 8 km de diamètre et 51 m de profondeur maximale. Le Pulver Maar, qui couvre 35 ha, est le plus vaste et le plus profond, soit 74 m (F. Haeftke, 1959). Le Gemünder Maar et le Weinfelder Maar, appelé également Toten Maar, s'étendent au pied du Mauseberg ; ils ont respectivement une superficie de 7,2 et 16,8 ha et une profondeur maximale de 38 et 51 m. Le Schalkenmehrener Maar est formé, en fait, d'un double lac de cratère encaissé de 114 m dans le plateau volcanique ; il couvre 21,5 ha, mais n'atteint que 21 m de profondeur maximale. Ce lac est drainé par le réseau de l'Alf, alors que le Gemünder Maar et le Weinfelder Maar le sont par le réseau de la Lieser. Certains de ces Maare, le Pulver Maar par exemple, sont sans affluent ni émissaire ; ils sont alimentés exclusivement par des nappes d'eaux souterraine de pair avec les précipitations atmosphériques.

Les réserves en eau de ces lacs de l'Eifel sont encore moins abondantes que celles des plus grands lacs vosgiens. Leur influence sur le régime de la Lieser et de l'Alf est pratiquement négligeable. Cependant, les eaux des lacs, vosgiens principalement, mériteront une mention particulière, tant en ce qui concerne leurs régimes thermiques que leurs caractères physico-chimiques.

C O N C L U S I O N

Dans l'analyse des caractères géomorphologiques du bassin de la Moselle, plus qu'aux problèmes spécifiquement morphologiques, on s'est attaché aux éléments du relief influençant directement l'écoulement fluvial, tracé du réseau hydrographique en rapport avec la structure, caractéristiques morphométriques des vallées et des lits fluviaux. La genèse de ces formes de détail, aussi bien que celle des formes d'ensemble, relève d'une longue évolution paléoclimatique, dont on perçoit l'essentiel de la trame. Quant au problème de l'efficacité des processus de l'érosion actuelle tant au niveau des versants que dans le cadre des lits fluviaux, il a été simplement signalé ; il sera évoqué de façon plus précise dans l'étude des transports solides des cours d'eau.

Bien qu'il n'y ait pas coïncidence parfaite entre les grands ensembles morphostructuraux et les grandes provinces hydrologiques du bassin de la Moselle, on peut cependant opposer plusieurs secteurs orohydrographiques nettement individualisés.

Le bassin supérieur de la Moselle au sens large, c'est dire les bassins de la haute Moselle, de la haute Vologne, de la haute Meurthe et même de la Sarre supérieure, correspond à la montagne vosgienne. Concentration poussée du réseau hydrographique, densités de drainage élevées, grand fréquence de confluences, fortes pentes des talwegs et lits majeurs de faible extension facilitent, de pair avec la perméabilité souvent réduite des terrains, le ruissellement des eaux superficielles et leur écoulement rapide vers l'aval. De semblables conditions se retrouvent, bien qu'à un moindre degré, dans le bassin inférieur du cours d'eau, spécialement dans les bassins de ses affluents issus de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan, y compris la Sûre supérieure et la Sarre inférieure.

Le bassin moyen de la Moselle, de loin le plus vaste, s'identifie au Plateau Lorrain et à ses marges septentrionales ; il englobe la majeure

partie des bassins de la Meurthe, de la Sûre et de la Sarre. Une concentration et une hiérarchisation moins parfaites du réseau hydrographique, des densités de drainage en général moins élevées, des pentes plus faibles et des champs d'inondation bien plus étendus conditionnent à priori de façon moins favorable l'écoulement fluvial.

Cette division du bassin de la Moselle en différents secteurs, qui s'impose également dans l'étude des conditions climatiques, ne se retrouve que de façon plus nuancée en ce qui concerne la lithologie.

CHAPITRE II

LES CARACTERES LITHOLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES DU BASSIN

Ce sont les données stratigraphiques générales qui ont été surtout précisées dans l'analyse géomorphologique précédente; on envisagera ici plus spécialement les caractères lithologiques du bassin. Les propriétés physiques et chimiques des roches intéressent, en effet, l'hydrologie à plusieurs titres.

La structure physique des roches détermine les possibilités d'infiltration des eaux superficielles et, par là même, le degré de perméabilité de ces roches ; l'opposition entre terrains à perméabilité de fissures et d'interstices est désormais classique (G. Castany, 1963 - M. Pardé 1965). Une étude approfondie de la macrofissuration des roches cohérentes, de sa génèse, de son orientation, de sa densité, s'impose autant aux hydrogéologues qu'aux morphologues, qui lui opposent la notion de microfissuration ou de porosité. Les hydrogéologues réservent toutefois le terme de porosité au cas des roches meubles ou peu cimentées, à perméabilité d'interstices ou de pores stricto sensu. (H. Schoeller, 1962). Or la perméabilité réelle de ces dernières roches est fonction, non de la porosité totale ou vraie, mais de la porosité efficace.

La composition chimique des roches ne saurait d'autre part être négligée ; sa connaissance est indispensable à l'étude de l'altération chimique actuelle. Aussi, son rôle sera-t-il envisagé systématiquement dans le cadre des transports solides en solution (Troisième Partie). D'ailleurs, la plupart des stations de mesures de transports solides ont été choisies suivant les grands ensembles lithologiques. Mais, du fait du caractère particulier et très récent de la géochimie, on ne possède encore que des données fragmentaires à cet égard. Si les analyses chimiques sont relativement nombreuses en terrains cristallins et gréseux, elles manquent encore pour les roches argileuses, schisteuses, marneuses et surtout calcaires. Ce ne sont donc que des indications partielles qui pourront être fournies en général.

L'absence de documentation est encore plus flagrante en ce qui concerne les formations superficielles et les sols. Leur rôle dans l'écoulement fluvial ne saurait être sous-estimé ; il s'agit, en effet, de matériaux souvent sensibles aux phénomènes d'infiltration et d'engorgement temporaire, donc d'écoulement subsuperficiel ou hypodermique, mais soumis aux effets de l'évaporation physique. Aucune étude d'ensemble ou même régio-

nale n'a été menée jusqu'ici à ce sujet, dans le cadre du bassin (1). Ainsi, seules quelques monographies particulières ont été consacrées spécialement dans le massif vosgien aux sols stricto sensu, développés sur la roche en place ou sur les formations superficielles. Des données aussi fondamentales que la structure granulométrique, la profondeur des sols ne sont qu'exceptionnellement connues. De ce fait, aucune formation superficielle ou pédologique n'a-t-elle pu être figurée (carte II hors texte).

Il a semblé cependant intéressant d'établir une classification des grands ensembles lithologiques et hydrogéologiques du bassin, compte tenu à la fois des propriétés physiques et chimiques des roches. Cette double optique nous a contraint à abandonner la distinction habituelle entre roches silicieuses, argileuses et calcaires, car les matériaux cristallins s'apparentent, du point de vue des possibilités d'accumulation en eaux souterraines, aux roches argileuses, schisteuses ou marneuses, alors que les grès et les alluvions présentent des possibilités de stockage assez proches de celles des roches calcaires ou volcaniques (2). On ne se dissimule pas, toutefois, le caractère quelque peu arbitraire d'une telle classification, simple esquisse susceptible de nombreuses retouches, d'autant qu'il n'a pas été évidemment possible de retenir la diversité de faciès de certains étages sédimentaires, du Keuper et du Lias en particulier.

Pour chacun des grands ensembles lithologiques retenus seront données des précisions relatives aux nappes d'eaux souterraines : types de nappes, extension et importance des réserves, éventuellement débits moyens annuels des sources. L'étude purement hydrologique des nappes et des sources ainsi que leur influence sur l'écoulement fluvial seront envisagées dans le cadre général du bilan de l'écoulement (3). Il faut signaler, dès à

---

(1) L'établissement de cartes des conditions hydrogéomorphologiques, au sens de J. Tricart (1968), devrait permettre de préciser les différents types de régime d'écoulement, au niveau des interfluves, en fonction des caractéristiques de ces formations superficielles et de ces sols, compte tenu du couvert végétal : régime superficiel à ruissellement plus ou moins intense, régime subsuperficiel à filtration plus ou moins rapide, régime phréatique avec infiltration profonde jusqu'au niveau du substratum. Ceci suppose des recherches minutieuses, systématiques et surtout de longue haleine, seules possibles à l'échelle de très petits bassins (R. Lambert, 1968).

(2) Selon G. Castany, la notion de rétention souterraine doit être réservée aux eaux adhésives, ne donnant lieu à aucun écoulement ; les eaux gravifiques, disponibles pour les exsurgences, sont des eaux dites d'accumulation ou de stockage.

(3) Il aurait été intéressant de connaître les débits spécifiques de nombreuses sources, afin de comparer leurs apports à ceux du ruissellement superficiel on ne possède, en fait, que des valeurs brutes.

présent, que les recherches hydrogéologiques dans le bassin de la Moselle sont récentes ; on ne dispose de séries d'observations suivies que pour quelques secteurs privilégiés de la partie allemande du bassin : grès du Permien et du Trias, calcaires du Muschelkalk, formations alluviales de la vallée de la Moselle inférieure.

I.- Les roches à faibles possibilités d'accumulation en eaux souterraines

Cette classification, à la fois lithologique et hydrogéologique, amène à considérer des roches de composition chimique et de structure physique fort différentes : roches cristallines lato sensu, roches sédimentaires primaires à dominante schisteuse, roches argileuses et marneuses secondaires. Elles ont pour caractère commun une faible perméabilité de fissures ou d'interstices, déterminant des nappes locales peu étendues et le plus souvent superficielles.

A.- Roches cristallines

Les formations cristallines, éruptives de massif et métamorphiques, correspondent essentiellement aux Vosges centrales et méridionales, soit aux bassins de la Moselle supérieure en amont de Jarménil, de la Moselotte et en grande partie de la Vologne (environ 887 km2), également au bassin supérieur de la Meurthe en amont de Saulcy (372 km2).

La diversité pétrographique et génétique des granites et des microgranites des Vosges centrales a été bien mise en valeur par J.P. von Eller (1961a) et J. Hameurt (1968) : granite à biotite seule, souvent porphyroïde, gneiss granitique et granite saccharoïde à deux micas et à andalousite, granite à biotite et à actinote des Crêtes, granite grossier à deux micas intrusif... . Ces granites à tendance syénitique s'opposent assez nettement aux granites à tendance dioritique des Vosges du Sud, dits des Ballons, d'âge hercynien également.

La répartition géographique exacte entre granites et gneiss métamorphiques est encore mal établie dans le massif vosgien. Les gneiss souvent tachetés, à cordiérite et sillimanite, dominent nettement dans tout le secteur occidental des Vosges, où ils plongent sous la couverture permienne ou triasique ; ils prolongent la série de Sainte-Marie-aux-Mines en direction des vallées de la haute Meurthe et de la Vologne inférieure.

La composition chimique des roches cristallines, comme celle

des grès d'ailleurs, est déterminée soit selon des analyses chimiques rapides par voie humide, soit selon des analyses spectro-chimique au quantomètre. Ces analyses, menées de pair sur plusieurs échantillons identiques, donnent en définitive des résultats assez voisins (1). Il a semblé utile de présenter dans le tableau VII quelques résultats particulièrement expressifs de types pétrographiques les plus divers du bassin supérieur de la Moselle.

La teneur en silice, de loin l'élément chimique dominant dans ces roches, s'élève de 55,40 à 74,40 %. Ce pourcentage peut atteindre jusqu'à 77,90 dans les microgranites de Moyenmoutiers mais il s'abaisse à 52,80 dans les diorites, dites des Ballons, de Saint-Maurice-sur-Moselle.

Le potassium, le sodium, le magnésium et le calcium sont les autres constituants chimiques intéressants, dans notre optique hydrologique. Le potassium, exprimé en K_2O varie de 4,44 à 8,10 %, mais n'atteint que 1,32 % dans les diorites des Ballons. La teneur en sodium (en Na_2O), comprise entre 2 et 3,82 %, n'est que de 1,38 % dans les microgranites de Moyenmoutiers, mais s'élève à 4,92 % dans les diorites de Saint-Maurice-sur-Moselle. Le rapport $\frac{Na^+}{K^+}$ est généralement compris entre 0,62 et 1,24.

Le magnésium (en MgO) existe en proportion non négligeable dans ces roches cristallines, de 0,30 à 7,30 % ; les granulites à grenats du Col du Bonhomme n'en contiennent cependant que 0,26 %. La teneur en calcium (CaO) est également appréciable, de 0,30 à 4,08 % ; cet élément ne se trouve qu'à l'état de traces dans les microgranites de Moyenmoutiers, mais son pourcentage s'élève jusqu'à 7,48 dans les diorites quartzitiques d'Etival. Le rapport $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ varie dans ces roches de 1,02 à 1,93. La somme des alcalins est supérieure au calcium, comme le montre le rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$, compris entre 1,34 et 4,78.

Au total, les granites, gneiss granitiques et gneiss métamorphiques vosgiens offrent une relative similitude de composition chimique, ce qui influence nettement la nature des transports solides en solution dans cette partie du bassin.

Ces matériaux cristallins présentent également des caractéristiques assez proches quant à leur structure physique. L'importance des macrodiaclases a été soulignée pour certains granites ; leurs directions dominantes révèlent des liens étroits avec les principales dislocations tectoniques (J.P. von Eller, P. Jacquet et B. Kern, 1959).

---

(1) Les résultats d'analyses chimiques cités proviennent pour l'essentiel du service de documentation du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

TABLEAU VII COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES ROCHES CRISTALLINES DU BASSIN SUPERIEUR DE LA MOSELLE. (en pourcentages pondéraux)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
	Granite indéterminé Raon-l'Etape (1)	Granité indéterminé de Senones-Grandrupt (1)	Granite noir à biotite Lac Lispach (2)	Granite saccharoïde 2 micas à Clefcy (3)	Granite à biotite des Crêtes : Col Schlucht (1)	Granite à biotite des Crêtes : N. Schlucht (1)	Granite à biotite et amphibole Le Chipal (3)	Syénite porphyroïde des Crêtes La Bresse (1)	Granite à biotite des Ballons : St Maurice-s-Moselle (1)	Gneiss tachetés à cordiérite Le Chipal (3)
Si O 2	71,40	[illegible]	55,50	71,[illegible]	70,90	70,32	57,3[illegible]	[illegible]	63,30	59,7[illegible]
K 2 O	[illegible],95	4,35	8,10	5,22	4,68	4,65	6,10	[illegible],10	4,[illegible]5	4,44
Na 2 O	[illegible],90	3,[illegible]	2,[illegible]	3,02	3,24	3,82	2,10	2,50	3,00	2,35
Mg O	0,30	2,[illegible]	[illegible],3[illegible]	0,[illegible]	1,[illegible]	1,04	6,11	4,18	2,99	3,3[illegible]
Ca O	0,3[illegible]	2,[illegible]	[illegible],00	0,99	1,20	1,3[illegible]	[illegible],[illegible]	[illegible],[illegible]	[illegible],[illegible]	[illegible],[illegible]

Les n°s renvoient aux lieux de prélèvement des roches reportés sur la carte II hors-texte
Sources : Analyses citées : (1) par H. de la Roche (1964)
(2) par C. Gagny (1959)
(3) par J.P. von Eller (1961)

Ces diaclases sont le plus souvent colmatées, même en surface, par les apports de paléosols lessivés (J. Cogné et F. Felter, 1964). De plus, la "porosité" totale de ces formations n'excède pas 1,5 à 2 % (P. Rognon, M. Cussenot, C. Seyer et A. Weissrock, 1967). Aussi, leur perméabilité, essentiellement de fissures, est-elle assez limitée, encore que localement certains granites soient fortement diaclasés parfois jusqu'à une profondeur de 25 mètres (M. Rogé, 1968).

Par contre, les formations superficielles et les sols peuvent jouer un rôle plus notable dans l'accumulation en eaux souterraines. Etudiant certaines formations superficielles du massif du Hohneck, R. Carbiener (1963) a pu montrer que, sur les granites à gros grains des Crêtes, les arènes, probablement pliocènes, sont rarement en place ; elles ont été profondément remaniées par la solifluxion au Quaternaire froid. Leur épaisseur est rarement connue de façon précise. Sur les Hautes Chaumes, directement au contact des sols, à moins d'un mètre de profondeur, les arènes ont une texture assez grossière, limons et argiles ne représentant en fait que 10 % du total ; les sables fins et grossiers dominent, d'où une porosité efficace vraisemblablement élevée, de l'ordre de 20 %. Dans les fonds de vallons secondaires et à la base des versants des vallées principales au contraire les phénomènes de colluvionnement ont stocké une proportion nettement plus forte de matériaux fins, à caractère plus imperméable.

C'est ainsi que de nombreuses tourbières, à sols acides, ont pu se former à la base de certains versants exposés au Nord, tant dans des cuvettes lacustres, telle celle de Lispach (E. Hubault, 1932), que dans les zones d'ensellement de la haute crête granitique (Gazon Martin). Ces tourbières, à Sphaignes dominants, ne sont d'ailleurs pas limitées aux régions cristallines, on les retrouve sur certains terrains primaires du massif et sur les grès permiens. L'influence des tourbières sur l'écoulement des eaux mériterait d'être approfondie, la rétention ne devant pas être négligeable. Leur régime hydrologique semble, d'autre part, soumis à de sensibles variations interannuelles (G. Lemée, 1963).

On ne dispose guère de plus d'indications pour les sols stricto sensu. Ce sont les sols podzoliques acides, à évolution plus ou moins poussée vers la podzolisation, qui sont le plus largement représentés dans le contexte du climat actuel de la montagne vosgienne. Ils sont développés à la fois sur la roche-mère cristalline, qui affleure rarement, et sur les formations d'arène ou les matériaux morainiques. R. Carbiener (1963) a fort bien dégagé les caractéristiques pédologiques essentielles du massif du Hohneck.

Dans l'étage forestier, constitué par l'association Sapins-Hêtres et s'élevant de 500 à 1.000-1.100 m sur le versant occidental, les sols sont ocre-podzoliques à Moder. Leur épaisseur est de l'ordre de 0,4 à 0,6 m sur les plus fortes pentes, de 0,7 à 0,9 m sur les pentes les plus faibles. Leur texture est hétérogène, à dominante argileuse dans les horizons supérieurs,

sableuse et graveleuse à faible profondeur (P. Duchaufour, 1965). Les sols de la Hêtraie dite des sommets, au-dessus de 1.000 - 1.100 m, n'en sont qu'au stade initial de l'évolution vers la podzolisation ; ce sont des sols bruns acides à Mull, aux horizons mal différenciés, profonds de 0,4 à 0,5 m au maximum, de texture plus grossière (sables et graviers). Les sols des landes des Hautes Chaumes, à la limite orientale du bassin, sont encore moins évolués, du type Ranker de montagne ; ils atteignent parfois 0,7 à 0,8 m et leur texture est également grossière. La porosité efficace de ces sols est donc éminemment variable d'un secteur à l'autre.

Dans les régions cristallines, pourtant les plus arrosées du bassin, ce sont les formations superficielles, y compris les sols à perméabilité d'interstices, qui offrent les plus grandes possibilités d'accumulation en eaux souterraines. Il ne s'agit, toutefois, que de nappes superficielles, peu étendues et, de ce fait, aux réserves souvent limitées. Si de nombreuses sources, ou plus exactement de nombreuses émergences, jalonnent la base des versants leurs débits sont, au total, fort modestes (fig. 14).

B.- Roches sédimentaires primaires plissées à dominante schisteuse

Les formations sédimentaires regroupées sous cette rubrique ne présentent pas d'unité lithologique véritable ; il s'agit cependant de matériaux pélitiques primaires, dévoniens et carbonifères, fortement plissés lors de l'orogénie hercynienne, déformés mécaniquement, mais rarement métamorphisés.

Trois ensembles lithologiques originaux, dont la composition chimique est fort mal connue, méritent d'être envisagés séparément, malgré des caractéristiques hydrogéologiques assez semblables : les schistes argileux, ardoisiers ou phylladeux du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne belgo-luxembourgeoise, le "système" schisto-grauwackeux des Vosges méridionales et les schistes houillers de l'anticlinal de Sarrebrück.

Les schistes dévoniens du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne belgo-luxembourgeoise constituent l'ensemble lithologique le plus étendu du bassin, soit environ 6.256 km2. Trois séries principales peuvent y être distinguées : schistes du Hunsrück, schistes de l'Eifel et schistes de l'Oesling.

La zone d'affleurement des schistes du Hunsrück correspond presqu'en totalité aux bassins des affluents de rive droite de la Moselle inférieure : Ruwer, Dhron, Flaum Bach et Bay Bach.

FIG.14 PRINCIPALES NAPPES D'EAUX SOUTERRAINES DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE.

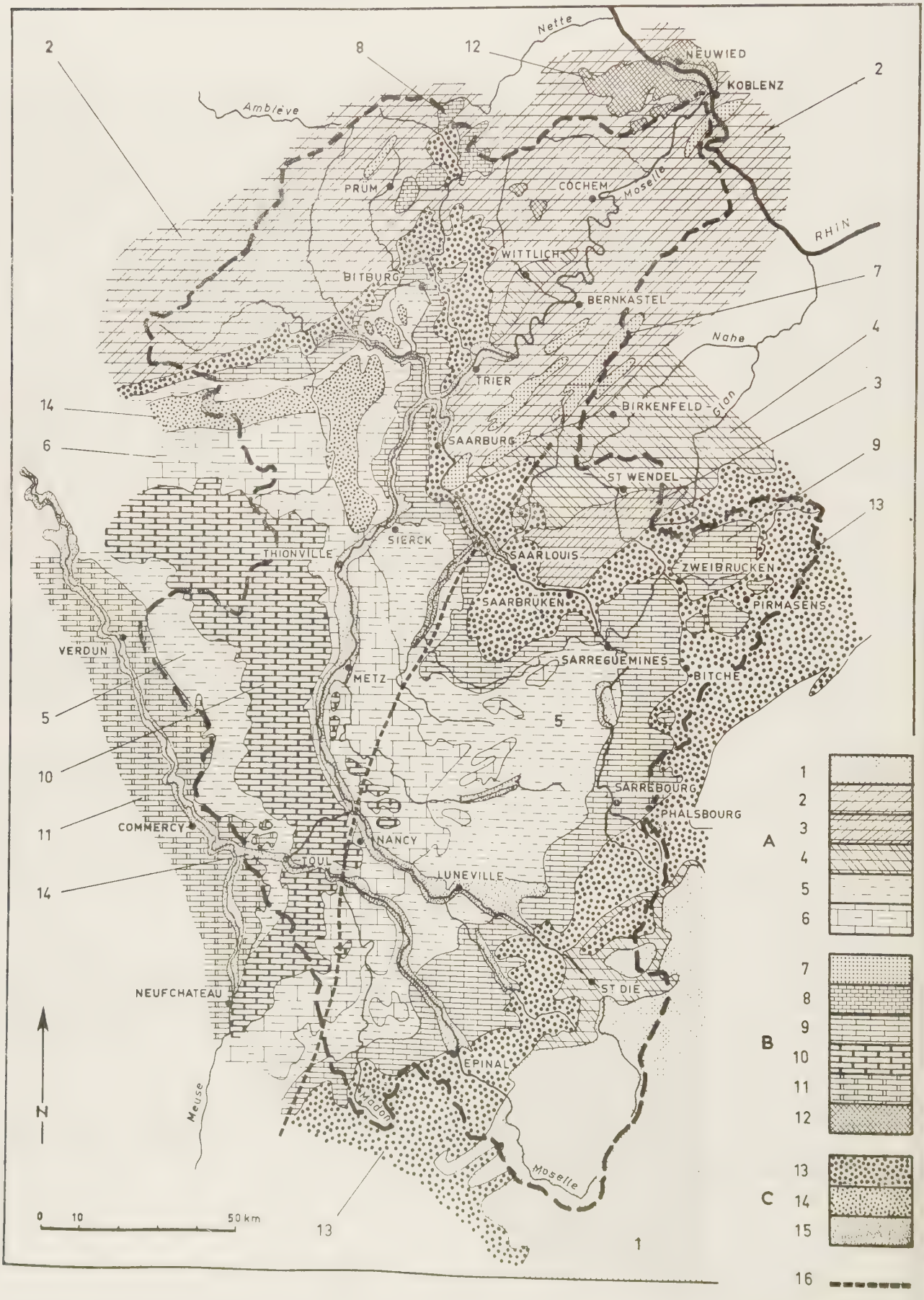


FIG. 14.- Principales nappes d'eaux souterraines du bassin de la Moselle

Légende -

Nappes locales et discontinues dans les terrains à faible perméabilité d'interstices ou de fissures. 1 : Nappes superficielles des roches cristallines.- 2 : Nappes phréatiques profondes des schistes argileux dévoniens. 3 : Nappes phréatiques profondes des schistes houillers. 4 : Nappes phréatiques profondes des schistes permiens. 5 : Nappes superficielles des argiles et des marnes du Keuper et du Callovien-Oxfordien. 6 : Nappes phréatiques profondes des marno-calcaires à dominante marneuse du Lias. Nappes étendues dans les terrains à perméabilité de fissures. 7 : Nappes phréatiques profondes des quartzites dévoniens. 8 : Nappes phréatiques profondes du calcaire dévonien. 9 : Nappes phréatiques profondes du calcaire et de la dolomie du Muschelkalk. 10 : Nappes phréatiques profondes des calcaires bajocien et bathonien. 11 : Nappes phréatiques profondes des calcaires argovien et rauracien. 12 : Nappes phréatiques profondes des roches volcaniques plio-quaternaires.
Nappes étendues dans les terrains à perméabilité d'interstices. 13 : Nappe phréatique et artésienne profonde du grès vosgien. 14. Nappes phréatiques profondes du grès de Luxembourg. 15 : Nappes phréatiques peu profondes des formations alluviales. 16. Limite Ouest des eaux faiblement minéralisées dans la nappe artésienne du grès vosgien.

Ces schistes argileux sont de type ardoisier ou phylladeux ; ils sont accompagnés parfois de bancs de grauwackes. Au Sud-Ouest du massif, les schistes d'Hermeskeil sont nettement plus gréseux (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). Les schistes de Hunsrück sont compacts, mais fortement fissurés, du fait des déformations tectoniques subies ; cependant, les diaclases sont le plus souvent obturées par des plaquettes de schistes et des argiles. La "porosité" efficace de ces schistes, est donc pratiquement nulle, inférieure en général à 0,5 %. Des formations superficielles argileuses et loessiques et des sols podzoliques peu épais recouvrent la roche en place ; ils recèlent des nappes superficielles, locales et peu étendues, alimentant des sources à faible débit moyen annuel, de l'ordre de 0,3 l/s.

Les schistes de l'Eifel présentent des caractéristiques pétrographiques assez semblables, mais ils sont plus intensément diaclasés. Localement, de véritables nappes phréatiques profondes existent dans les bancs de grès et de grauwackes, leurs exutoires débitent en moyenne 1 l/s (D. Pfeiffer et H. Quitzow, 1955). Les sols et les manteaux d'altération développés sur les schistes peuvent atteindre jusqu'à 3 m d'épaisseur ; là encore les nappes d'accumulation sont peu étendues. On ne dispose pas de résultats récents concernant la composition chimique de ces schistes. D'après la seule analyse effectuée en 1901 sur un échantillon prélevé à Klausen, au Nord de Niederemmel, la silice constitue l'élément chimique évidemment dominant avec 66,50 % ; les teneurs en potassium (en K_2O), en sodium (en Na_2O), en magnésium (en MgO) et en calcium (en Cao), s'élèvent respectivement à 2,25, 1,37, 3,07 et 1,13 %.

Les schistes dévoniens de l'Oesling sont proches de ceux de l'Eifel, schistes phylladeux de Wiltz ou schistes bigarrés de Clairvaux. Les possibilités d'accumulation en eaux souterraines de ces roches sont également réduites ; ce fait est déterminant pour le régime de la Sûre supérieure, de la Wiltz, de l'Our en amont de Vianden, tout comme pour la Prüm, la Lieser et la Kyll supérieures, l'Alf, l'Endert Bach et l'Elz Bach dans l'Eifel.

Le "système" schisto-grauwackeux des Vosges méridionales n'intéresse qu'un faible secteur du bassin, la haute vallée de la Moselle en amont de Bussang. Il s'agit d'une série de roches sédimentaires dévono-dinantiennes (Culm) associées à des venues volcaniques : trachytes, rhyolites, andésites, tufs. Les faciès sont en fait très variés : schistes gris, grauwackes, arkoses, grès, poudingues, argilolithes ; ces matériaux traduisent une sédimentation rapide de géosynclinal, on a pu parler de flysch de type hercynien (R. Carbiener, 1963). Ils s'apparentent aux séries d'Urbès et du Lac de la Lauch, analysées en détail sur le versant oriental du massif (C. Gagny, 1962).

Ces roches schisto-gréseuses, parfois métamorphisées, bien que compactes, comportent de nombreuses diaclases, devant permettre une relative perméabilité de fissures. Les formations superficielles, provenant en majeure partie de la gélifraction quaternaire ont une structure plus grossière que les arènes sur les granites (R. Carbiener, 1963). Ces formations et les sols podzoliques peu épais qui en dérivent sont également perméables, mais ilsne recèlent que des nappes superficielles et peu étendues.

Les schistes houillers du Westphalien et du Stéphanien n'affleurent que dans une zone limitée de Sarrebrück-Völklingen à Sankt-Wendel au Nord-Est : bassin de la haute Blies, bassins de petits affluents de rive droite de la Sarre moyenne (Sulz Bach, Fisch Bach, Köller Bach).

Les épaisses assises westphaliennes dites de Sarrebrück (plus de 1.000 m) sont à dominante schisteuse, avec de faibles intercalations de bancs de grès et de conglomérats. Elles sont, de plus,peu fissurées (W. Semmler, 1954). Les assises stéphaniennes, dites d'Ottweiler, épaisses de 400 à 700 m, comportent des séries gréseuses et conglomératiques plus importantes, ce qui explique le développement de nappes phréatiques profondes mais discontinues. Les débits moyens annuels des exutoires n'excèdent pas 1 l/s (D. Pfeiffer, K. Schädel et H. Scherer, 1953).

Au total, ces formations sédimentaires primaires plissées à dominante schisteuse n'offrent que de faibles réserves en eaux de nappes phréatiques et superficielles, à l'instar des roches cristallines. Les seules nappes de quelque importance du Massif Schisteux Rhénan correspondent aux régions calcaires et volcaniques, et à un moindre degré aux secteurs des quartzites.

C.-Roches argileuses et marneuses

L'analyse précise de ces roches se heurte à de sérieuses difficultés, du fait de la grande variété des faciès dans les séries triasiques et jurassiques du bassin et de la distinction parfois délicate entre les marno-calcaires à dominante marneuse et les marno-calcaires à dominante calcaire, Il n'a pas été possible, vu l'échelle de la carte II hors-texte, de marquer de telles nuances. Seuls les terrains du Keuper et du Callovien-Oxfordien ont été présentés comme argileux et marneux, alors que, entre autres, les séries liasiques marneuses importantes du Charmoutien, du Toarcien et de l'Aalénien n'ont pu être figurées.

La zone des marnes du Keuper est de beaucoup la plus vaste (3.669 km2), spécialement entre Meurthe inférieure et Moselle moyenne ; elle est par contre d'extension réduite dans le bassin de Luxembourg et de Trèves. Les bassins de l'Euron, du Sanon, de la Seille supérieure, de l'Albe, de la Nied en aval de la confluence des deux Nied, appartiennent à ce grand ensemble lithologique qui manque pourtant d'unité. En effet, si le Keuper inférieur et supérieur est essentiellement argileux et marneux, le Lettenkohle et le Keuper moyen comportent des formations dolomitiques et gréseuses, sur le rôle hydrologique desquelles on reviendra.

Les argiles de l'Oxfordien inférieur et du Callovien, dites de Woëvre, de même que les marnes avec intercalations calcaires ("chailles") de l'Oxfordien moyen et supérieur correspondent au bassin supérieur de l'Orne et de ses principaux affluents et couvrent plus de 1.000 km2.

De plus, il faut déjà signaler certains niveaux argileux et marneux dans des formations réputées calcaires : série argileuse du Muschelkalk moyen (10 à 50 m), intercalations marneuses du Muschelkalk inférieur et supérieur, marnes lotharingiennes du Sinémurien inférieur, marnes du Charmouthien moyen et supérieur (100 m), marnes, argiles et schistes du Toarcien (80 à 100 m), marnes de l'Aalénien, marnes micacées à la limite du Bajocien inférieur, marnes de Longwy à la base du Bajocien supérieur. Ces différents niveaux n'ont pas été cartographiés, par souci de clarté.

Cette grande variété de faciès explique vraisemblablement le petit nombre d'analyses chimiques portant sur ces roches. La composition chimique totale n'a été le plus souvent déterminée que pour la "phase argileuse" : illite, chlorite-montmorillonite, accessoirement kaolinite. G. Millot (1950) a ainsi montré la prédominance du potassium sur le sodium et du magnésium sur le calcium ; la silice, dont la teneur varie de 40 à 57 %, reste là encore l'élément le plus important.

Toutefois, des analyses sommaires ont permis de préciser la faible proportion de calcium dans les matériaux argileux et marneux du Keuper et du Callovien-Oxfordien ; les pourcentages de $CaCO_3$ s'élèvent à 22,7 % dans les marnes vertes du Keuper inférieur à Bainville-aux-Miroirs, à 36,1 % dans les marnes gypsifères du Keuper inférieur à Rosières-aux-Salines, de 10 à 28 % dans les marnes dolomitiques du Keuper supérieur à Domjulien, à 48,5 % dans les marnes du Callovien à Liffol-le-Grand et à 34 % dans les marno-calcaires à dominante marneuse de l'Oxfordien à Ecrouves (G. Millot, 1950). D'aussi modestes proportions se retrouvent d'ailleurs dans les séries marneuses du Muschelkalk et du Lias : 0 dans l'argilite du groupe de l'anhydrite (Muschelkalk moyen) à Housseras et à Rambervillers, 24,6 dans les marnes vertes du groupe de l'anhydrite à Pexonne, 9,8 dans les marnes vertes du Muschelkalk supérieur à Damelevières, 9,6 dans les marnes du Charmoutien à Jeandelaincourt, 11 et 21 respectivement dans les marnes du Toarcien à Champigneulles et à Ludres. En général, ces roches ne contiennent que peu de magnésium, la teneur de cet élément, exprimée en MgO, dépasse rarement 0,5 %.

Ainsi, les terrains argileux et marneux du Keuper, du Callovien-Oxfordien, mais également du Muschelkalk et, du Lias sont riches en silice ; par contre, le pourcentage de calcium est fort variable d'une formation à l'autre.

Du fait de leur structure granulométrique, la porosité totale de ces roches est élevée, de l'ordre de 44 à 50 % pour les argiles et de 47 à 50 % pour les marnes (M. Pardé, 1965). Pourtant, la granulation fine de ces matériaux, favorisant une importante rétention spécifique, limite considérablement la circulation des eaux gravifiques. Aussi, la porosité efficace, qui traduit les possibilités réelles d'accumulation en eaux souterraines, est-elle très faible, moins de 3 %, tant pour les argiles que pour les marnes. Les formations du Keuper et du Callovien-Oxfordien sont donc peu perméables, malgré leur grande épaisseur (170 à 180 m) ; seules, les nappes superficielles méritent une mention particulière, mais elles sont peu étendues et ont une faible capacité d'accumulation.

Cependant, certains horizons dolomitiques ou gréseux du Keuper possèdent une relative perméabilité de fissures ou d'interstices, tels la dolomie en dalles ou les grès à roseaux du Keuper moyen, pourtant peu épais

(10 à 20 m). Dans le bassin sédimentaire de Trèves, ces horizons alimentent des sources dont le module peut varier de 0,5 à 1 1/s (D. Pfeiffer et H.W. Quitzow, 1955). Dans le Saulnois, de nombreuses sources jalonnent la base de la dolomie en dalles (1). Près de Destry, six sources fournissent en moyenne 5 à 6 1/s au ruisseau de Gensbach, affluent de la Nied allemande. La source de la Nied française, dans la région de Marthille-Bréhain, écoule en moyenne 0,75 1/s. La source du ruisseau de Verbach, affluent de la Seille, près de Domnom-lès-Dieuze, a une abondance plus élevée, 5 à 6 1/s. Au niveau des grès à roseaux, le débit moyen annuel de la source de la Nied allemande, près de Morhange, atteint 3,4 1/s. La dolomie-limite et la dolomie inférieure du Lettenkohle connaissent également une circulation d'eaux souterraines non négligeable ; elle est toutefois limitée du fait de la faible épaisseur de ces roches.

A l'exception de quelques secteurs localisés, les terrains du Keuper et du Callovien-Oxfordien, essentiellement marneux et argileux, apparaissent donc comme les plus pauvres en eaux souterraines de tout le bassin.

II.-Les roches à importantes possibilités d'accumulation en eaux souterraines

Ici encore sont regroupés des ensembles lithologiques fort différents tant en ce qui concerne leur structure physique que leur composition chimique : roches gréseuses du Permien et du Trias principalement, calcaires et marno-calcaires à dominante calcaire du Dévonien et surtout du Secondaire, roches volcaniques primaires et plio-quaternaires, formations alluviales quaternaires. Par suite de leur perméabilité d'interstices ou de fissures, parfois d'interstices et de fissures, toutes ces roches possèdent d'importantes possibilités d'accumulation en eaux souterraines, avant tout des nappes phréatiques profondes ou même artésiennes dans le cas des grès.

A.-Roches gréseuses

La carte II hors-texte ne comporte que les principaux ensembles gréseux du bassin : quartzites dévoniens, grès permiens et grès du Buntsandstein, mais les séries gréseuses du Muschelkalk et du Lias méritent d'être mentionnées également. A l'exclusion des quartzites, ces matériaux présentent des caractères communs, malgré des variations certaines de faciès.

---

(1) Notice de la Carte géologique détaillée de la France (I/50.000e) - Feuille de Château-Salins.

Les quartzites dévoniens ou Taunusquartzit n'affleurent que dans des secteurs limités du Hunsrück et de l'Eifel, correspondant aux bassins supérieurs de la Ruwer et de la Dhron. De même âge que les schistes du Massif Schisteux Rhénan, ce sont des grès à ciment siliceux comme le grès vosgien, mais leur évolution a été plus poussée ; la silice de néoformation a nourri les grains de quartz détritiques en s'orientant suivant leur réseau. Ce phénomène de recristallisation ne constitue pas un véritable métamorphisme, il explique, toutefois, la structure particulière de la roche.

Le grès permien ou Oberrotliegende s'apparente davantage au grès vosgien. Pourtant ce grès, de couleur rouge à brun foncé, dont les grains de taille moyenne sont liés par un ciment pélitique, n'est caractéristique que du Permien supérieur. Les couches inférieures sont constituées par des argiles schisteuses, des arkoses, des conglomérats avec galets de quartz et des roches volcaniques, porphyres et mélaphyres (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). Ces matériaux s'entassent dans quelques bassins de subsidence d'orientation varisque : bassin de Saint-Dié (Meurthe supérieure, Fave et Plaine), bassin de Sarre-Nahe (Prims moyenne et Blies supérieure), bassin de Wittlich (Salm et Lieser moyennes). L'épaisseur d'ensemble de la série permienne varie considérablement de 100 à 265 m dans le Wardnt à près de 400 m dans la cuvette de Wittlich, elle est surmontée par une couche dite d'argile-limite.

Les principales divisions stratigraphiques et les divers faciès du Buntsandstein sont parfaitement connus à la suite des travaux de J. Périaux sur les Vosges gréseuses (1961). Le grès d'Annweiler ou Unterbuntsandstein, rouge violacé, argileux et à grains fins, n'est pratiquement pas représenté dans le bassin ; s'il atteint 50 à 60 m d'épaisseur dans les Vosges du Nord, il manque totalement au contact des Vosges centrales et méridionales et dans le bassin de Trèves. Le grès vosgien principal ou Hauptbuntsandstein forme de beaucoup la série la plus importante. Ce grès, jaune-rougeâtre, à grains grossiers et comportant de rares galets, plus ou moins bien cimentés, diminue d'épaisseur du Pfälzer Wald et des Vosges du Nord (350 à 380 m) vers le Sud-Sud-Ouest (80 m environ dans la région de Bruyères) et vers le Nord-Nord-Ouest (80 à 110 m dans la région de Trèves). Le conglomérat principal ou Hauptconglomerat est, en fait, un poudingue, dont les galets de 0,14 à 0,185 m de longueur maximale sont cimentés également par de la silice de néoformation. Il n'atteint que quelques mètres d'épaisseur moyenne dans le bassin de Trèves, contre 20 à 30 m dans le Pfälzer Wald et les Vosges du Nord et 30 à 60 m sur la bordure occidentale des Vosges méridionale (J. Périaux, 1961). Les couches intermédiaires inférieures et supérieures, de même que la Zone-Violette-Supérieure, ou Zwischenschichten, sont formées d'un grès à grains fins, de couleur rouge-lie de vin, leur épaisseur passe de 30 à 75 m suivant les secteurs. Elles sont recouvertes par le grès à Voltzia ou Voltziasandstein, de teinte rouge caractéristique, souvent argileux, dont l'épaisseur excède rarement 15 m.

Une couche d'argile sépare le grès à Voltzia du Muschelsandstein.

Les bassins de nombreux petits affluents ou sous-affluents de la Moselle appartiennent en totalité et en partie à ces formations gréseuses du Buntsandstein qui s'étendent sur 4.364 km2 : Mortagne supérieure, Vezouze supérieure, Sarre Rouge et Sare Blanche, Blies moyenne, Kyll moyenne et inférieure, Salm supérieure.

D'autres séries gréseuses du bassin doivent être signalées. Le grès coquillier ou Muschelsandstein correspond à la base du Muschelkalk inférieur ; épais de quelques mètres seulement, il passe rapidement au calcaire gréseux. Le grès du Rhétien forme un étage relativement épais (20 à 40 m) mais de faciès variés : argiles schisteuses, conglomérats et grès. L'Hettangien, où dominent généralement les marno-calcaires, connaît un brusque changement de faciès au Nord de Thionville ; ces matériaux font place à un calcaire gréseux, dit grès de Luxembourg ou de Virton, dont on a souligné le rôle morphologique. Enfin les marnes du Keuper comportent un niveau de grès à roseaux ; son importante hydrogéologique non négligeable a été envisagée précédemment. Aucune de ces formations gréseuses n'a pu être cartographiée, à l'exception toutefois du grès de Luxembourg.

La composition chimique des roches gréseuses n'est déterminée systématiquement que pour le Permien supérieur, les diverses séries du Buntsandstein et le Muschelsandstein. Le tableau VIII rassemble quelques résultats d'analyses de grès et de conglomérats du bassin ou de secteurs limitrophes, effectuées par J. Périaux (1961).

Une assez nette similitude de composition chimique existe avec les roches cristallines. La silice reste, de beaucoup, l'élément dominant, sa teneur varie de 67,97 à 92,70 %. Il faut considérer à part le grès coquillier, à ciment calcaire ou argileux ; le pourcentage de silice n'y atteint que 48,22. La composition minéralogique des grès, bien mise en évidence par l'auteur, explique cette prédominance de la silice ; le quartz et les feldspaths alcalins représentent respectivement 61 et 39 % du grès permien, 80 à 20 % du grès vosgien, 85 à 15 % du conglomérat principal, 78,5 et 21,4 % des couches intermédiaires inférieures, 78 et 21 % des couches intermédiaires supérieures, 70 et 20 % du grès à Voltzia.

Le potassium, exprimé en K_2O, est un autre constituant chimique d'une certaine importance ; son pourcentage est compris entre 1,30 dans le conglomérat et 7,30 dans le grès permien. Par contre, le sodium (en Na 20) n'est présent qu'en quantité minime, de 0,10 à 0,40 %. La faible teneur de ces roches en sodium a pour conséquence un rapport $\frac{Na^+}{K^+}$ égal à 0,09, de beaucoup inférieur à celui des roches cristallines. Ce déficit en Na_2O,

TABLEAU VIII COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES ROCHES GRESEUSES DES BASSINS SUPERIEURS ET MOYEN DE LA MOSELLE (en % pondéraux) (d'après J. Périaux)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Grès rouge permien Fruyères	Grès d'Annweiler Niederbrein-bach	Grès vosgien Fruyères	Conglomérat principal Housseras	Couches intermédiaires inférieures Val-et-Châtillon	Zone violette supérieure Valleroysthal	Couches intermédiaires supérieures Hangviller	Grès à Voltzia Hangviller	Grès coquillier Hangviller
Si O2	73,95	81,40	92,70	91,19	80,31	67,97	89,10	78,61	48,22
K^2 O	7,30	5,30	1,55	1,30	2,85	1,90	3,40	4,80	2,80
Na^2 O	0,40	0,25	0,10	0,20	0,20	0,25	0,20	0,20	0,20
Mg O	0,73	0,33	traces	0,66	0,32	2,64	0,26	0,90	3,30
Ca O	0,56	0,47	0,37	traces	0,19	11,40	0,37	traces	17,20

Les n°s renvoient aux lieux de prélèvement des roches reportés sur la carte II hors-texte

de même que celui en Ca O, tient à la grande rareté des plagioclases (J. Périaux, 1961).

Le pourcentage du calcium varie seulement de 0,19 à 0,46 suivant le faciès ; il n'est exceptionnellement élevé que dans la Zone-Violette-Supérieure, où apparaissent des nodules de dolomie (11,40), et dans le grès coquillier à ciment calcaire (17,20). C'est, de plus, dans ces dernières séries que la teneur en magnésium (en Mg O) est également la plus élevée : 2,64 % dans la Zone-Violette-Supérieure, 3,30 % dans le grès coquillier ; ce pourcentage est, en général, compris entre 0,26 et 0,90. Par ailleurs, calcium et magnésium n'existent qu'à l'état de traces dans certaines formations. Les alcalins sont donc présents en plus forte proportion que le calcium, d'où un rapport moyen $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$ voisin de 2,7.

Ainsi, malgré une teneur en silice légèrement plus élevée et des teneurs en potassium, en sodium, en magnésium et en calcium le plus souvent inférieure, les roches gréseuses du Permien, du Buntsandstein et du Muschelkalk inférieur présentent des caractéristiques chimiques très proches de celles des roches cristallines. Ce fait revêt une grande importance pour l'étude des transports solides en solution.

Parmi les diverses séries gréseuses du bassin, les grès du Buntsandstein et le grès vosgien principalement offrent, de par leur structure physique originale, les plus vastes réserves d'eaux souterraines ; ceci justifie le développement particulier qui leur sera consacré.

Les quartzites possèdent une structure particulière. Roches cohérentes sans porosité véritable, ils sont, par contre, sujets à la perméabilité de fissures, car ils comportent un réseau dense de diaclases d'origine tectonique. Cette structure, de pair avec les fortes précipitations sur les lignes de crêtes de quartzites, tant dans le Hunsrück que dans l'Eifel, explique la relative importance des nappes phréatiques dans ces matériaux.

Deux niveaux de sources vraies, un niveau supérieur et inférieur, jalonnent le contact des quartzites et des schistes argileux moins perméables (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). Ainsi, au Nord-Ouest de l'Idar Kopf, dans la région d'Hochscheid, huit sources du niveau supérieur, au débit total moyen annuel de l'ordre de 11,5 l/s, alimentent le Koppel Bach, petit affluent de rive droite de la Moselle ; quatre sources de l'horizon inférieur lui livrent également environ 4,5 l/s. Entre Bischofdhron et Morbach, dix sources du niveau supérieur fournissent en moyenne 6 l/s à la Dhron supérieure. Près de Deuselbach, au Nord-Ouest de l'Erbeskopf, six sources de l'horizon supérieur (8,1 l/s)

et trois sources du niveau inférieur (3,47 l/s) alimentent la petite Dhron ; en aval de Malborn, plusieurs sources livrent également 4,5 l/s en moyenne. Sur le versant Sud-Est du Hoch Wald et de l'Idar Wald, des sources d'une abondance semblable écoulent leurs eaux vers divers affluents de la Nahe supérieure. Dans le secteur Nord-Ouest du Schnee-Eifel, près d'Ormont, une source exceptionnellement abondante, soit 9,25 l/s, alimente la Prüm supérieure (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). Il faut regretter pourtant qu'aucune de ces sources n'ait donné lieu à des observations systématiques des débits journaliers sur une longue période.

Le grès du Permien supérieur est affecté par une perméabilité d'interstices, mais également de fissures, tout comme le grès vosgien principal. Cependant, l'ensemble de la série permienne est beaucoup moins perméable, par suite du rôle des argiles schisteuses. Les nappes phréatiques y sont donc peu étendues et leurs possibilités d'accumulation en eaux souterraines limitées. Ces nappes et leurs exutoires ne sont bien connus que dans la cuvette de Wittlich. Les débits des sources, mesurés quotidiennement depuis 1954, sont parfois modestes, sinon faibles. Les cinq sources de la région de Salmrohr écoulent ainsi à peine 1,4 l/s en moyenne vers le cours d'eau. Les débits moyens annuels des sources de Neuerburg et de Platten sont respectivement de 0,5 et 1,6 l/s. Seule, la source de Wittlich-Oberkail fournit en moyenne 3 l/s à la Lieser inférieure.

Les réserves des nappes phréatiques des grès du Muschelsandstein, du Rhétien et de l'Hettangien présentent des caractéristiques semblables, du fait également de la grande variété des faciès de ces étages et surtout de la faible épaisseur des terrains. C'est seulement pour le calcaire gréseux hettangien, dit grès de Luxembourg, que l'on possède des valeurs précises de modules des sources en Allemagne (1). Dans le bassin inférieur de l'Our, deux sources, situées près de Ferschweiler, débitent 2,5 à 1,7 l/s ; deux sources de la région de Bollendorf, pour lesquelles les débits sont mesurés régulièrement depuis 1954, écoulent en moyenne 0,9 et 3,5 l/s. D'autres sources du bassin inférieur de la Prüm n'ont que des débits fort modestes : 0,5 l/s à Biersdorf, 1,5 l/s à Nussbaum, 1,2 l/s à Alsdorf et 1 l/s Ernzen (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955).

---

(1) Sur 35 sources des grès rhétiens observées dans le département de la Moselle, 7 seulement ont un débit moyen annuel supérieur à 0,5 l/s (F. Langenfeld, 1966).

Deux formations de Buntsandstein possèdent d'importante possibilités de stockage en eaux souterraines, le grès à Voltzia et surtout le grès vosgien principal. C'est pour ce dernier d'ailleurs que l'on dispose de données précises, tant en ce qui concerne sa structure physique que la nappe profonde qu'il recèle.

Le grès vosgien se caractérise par une double perméabilité. La perméabilité de fissures de la roche tient à la présence de macrodiaclases, dûes aux déformations tectoniques tertiaires et fort bien analysées dans le Wardnt, où le grès principal repose parfois directement sur les schistes houillers (P. Comparon, 1960). La perméabilité d'interstices est, cependant, la plus efficace. La porosité totale stricto sensu, défalcation faite du volume des fissures, est fonction de la dimension et de l'arrangement des grains de quartz, mais également du degré de cimentation du grès ; elle peut varier dans de grandes proportions, de 4 à près de 26 % (G. Castany, 1963). Les valeurs avancées par différents auteurs correspondent à la porosité efficace beaucoup plus significative ; elles sont assez proches dans les différents secteurs du bassin : 11 à 13 % pour le grès vosgien du Warndt (P. Comparon, 1960), 10 % pour la même roche dans le bassin de Trèves (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955), 4 à 7 % en moyenne pour le grès principal et le grès à Voltzia du massif vosgien (A. Godard et F. Houel-Gangloff, 1965).

Il convient de remarquer qu'à l'inverse des sols des régions cristallines, les sols développés sur les matériaux gréseux ont parfois une porosité moins élevée que celle de la roche-mère, du fait de leur texture hétérogène. Ainsi, les sols de la Sapinière à Hêtres des Vosges gréseuses, sont podzoliques, ocres ou bruns acides à Mull, avec des horizons supérieurs argileux (P. Duchaufour, 1965). D'autre part, les sols du conglomérat principal constituent de véritables podzols humoferrugineux, aussi peu perméables que le substrat. On ne possède que peu de renseignements sur ces sols : ils ne représentent qu'un domaine hydrogéologique tout à fait secondaire, en comparaison de la roche-mère.

La nappe du grès vosgien fait l'objet de recherches systématiques, tant en France qu'en Allemagne, par suite de ses importantes réserves (fig. 14). Cette nappe, phréatique et artésienne à la fois, n'intéresse cependant l'hydrologie de surface que dans quelques secteurs du bassin où le grès principal affleure : bordure occidentale des Vosges cristallines, Vosges du Nord et Pfälzer Wald, Wardnt, bassin de Trèves. Ce vaste ensemble hydrogéologique couvre, pour la seule France, une superficie de l'ordre de 40 000 km2, dont 10 000 km2 pour la zone d'affleurement et de réalimentation (soit 4 000 environ dans le bassin) et 30 000 km2 pour son prolongement en profondeur sous les terrains triasiques, liasiques et jurassiques (H. Ternant, 1965). La réserve globale de la nappe a été estimée à 1 milliard de m3 et la réalimentation pour les précipitations dans la zone d'affleurement à 100 millions de m3 (1). Une

(1) A l'Ouest d'une ligne allant approximativement du Sud de Sierck à l'Est de Metz et à l'Ouest de Nancy, les eaux captives profondes sont peu sensibles à ces apports atmosphériques ; leur minéralisation qui pourrait être contemporaine de la sédimentation triasique, est très élevée (de 1 à 15 g/l).

grande partie des eaux d'infiltration est perdue pour l'écoulement superficiel, soit que ces eaux gravitent en profondeur dans le grès vosgien, soit surtout qu'elles atteignent les schistes houillers sous-jacents. En effet, bien qu'une couche d'argile limite le grès vosgien et le grès permien, les eaux du grès vosgien parviennent souvent jusqu'aux schistes houillers, au travers du Permien, par des "failles" ou macrofissures d'origine tectonique ou dûes à l'extraction minière (P. Comparon, 1960).

Ces venues d'eau de la nappe du grès vosgien dans les séries houillères posent donc de difficiles problèmes d'exploitation surtout en France ; le volume d'eau moyen pompé par tonne de charbon abattue est de 3,5 m3 (R. Frécaut, 1961 b). Certaines venues d'eau exceptionnelles ont rendu célèbre le puits de Folschviller, on a enregistré un débit de pointe de 6 000 m3/h en décembre 1933 et de 1 680 m3/h en avril 1955 (R. Guerrier, 1960).

Les Houillères du Bassin de Lorraine ont dû installer une station de pompage à chaque siège d'exploitation. L'exhaure total moyen atteignait en 1965 147 m3/mn. De plus, un volume d'eau moyen de l'ordre de 60 m3/mn est puisé dans la nappe pour satisfaire les besoins des industries et des collectivités (1). Le rejet de ces eaux d'exhaure et de puisage, soit 4,45 m3/s, se fait essentiellement dans la Rosselle et Bisten, secondairement dans la Nied allemande. On reviendra sur l'influence de ce rejet des eaux du grès vosgien sur le régime des affluents de la Sarre, spécialement en étiages (Deuxième Partie - Chapitre IV), et sur le caractère artificiel de leurs transports solides en suspension et en solution (Troisième Partie).

Malgré ces pertes importantes en profondeur, la nappe du grès vosgien alimente des sources parmi les plus abondantes du bassin. Les seules sources répertoriées en France correspondent, en fait, à la nappe supérieure et peu étendue du grès à Voltzia ; elles sont modestes, soit 0,3 1/s et 0,25 1/s pour les sources de Porcelette et de Forbach (W. Semmler, 1960). En Sarre, certaines sources issues de la nappe principale du grès vosgien ont des modules particulièrement élevés pour le bassin. Près de Püttlingen, la source du Sprenger Bach, petit affluent de rive droite de la Sarre, atteindrait 23 1/s et dans la région de Losheim une source fournirait jusqu'à 40 1/s (D. Pfeiffer, K. Schädel et H. Scherer, 1953).

Les débits des exutoires de la nappe du grès vosgien sont mieux connus dans le bassin de Trèves, où l'on retrouve parfois des valeurs d'abondance moyenne assez élevée. Si entre Greverath et Heidweiler, quatre sources écoulent seulement 2,17, 2,3 et 2,5 1/s au Nord d'Hetzerath,

---

(1) Ces renseignements nous ont été obligeamment communiqués par le Service des Eaux des Houillères du Bassin de Lorraine ; ils ont été repris dans une étude récente de P. Chazot (1967).

la source d'un affluent de la Salm inférieure déverse en moyenne 10/1/s. Au Sud de Gerolstein, cinq sources ont un débit total d'environ 9 1/s. La source du Mürlen Bach, affluent de la Kyll, au Nord de Densborn, avec 15 1/s et la source Nomischhorn, dans la région de Wiersdorf, avec 23 1/s apparaissent comme les plus abondantes (D. Pfeiffer et H.W. Quitzow, 1955).

Pour quelques sources, des mesures journalières de débits sont effectuées systématiquement depuis 1954 ; leurs débits moyens annuels sont fort variables : 23 1/s pour une source située à l'Ouest de Densborn, 2,3 1/s pour une source près de Greverath, 0,8 1/s et 1,1 1/s pour des sources du secteur Brecht-Rüssdorf-Sinspelt. Ces eaux de sources du grès vosgien, comme celles d'ailleurs des quartzites, du grès permien et du grès du Luxembourg, sont utilisées en majeure partie pour la consommation des collectivités urbaines ou rurales.

B.-Roches calcaires

Les terrains primaires, triasiques et jurassiques du bassin comportent une gamme complexe de calcaires, calcaires marneux ou marno-calcaires à dominante calcaire, mais les faciès exclusivement calcaires sont assez peu représentés au total. Quelques ensembles méritent cependant une analyse particulière.

L'extension du calcaire dévonien est limitée à la zone Nord de l'Eifel : bassins de la Nims supérieure en amont de Giersdorf et de la Kyll supérieure en amont de Densborn. L'épaisseur, importante d'ailleurs, de ces sédiments n'est pas relevée avec précision.

Le Muschelkalk forme un ensemble lithologique assez étendu (3 336 km2) et relativement homogène, si l'on exclut le grès du Muschelsandstein et certaines intercalations argileuses et marneuses, déjà signalés. La dolomie du Muschelkalk inférieur et moyen, d'une puissance de 10 à 20 m, le calcaire à entroques et à cératites du Muschelkalk supérieur, d'une épaisseur moyenne de 20 m, n'affleurent qu'en des secteurs bien délimités : bassins du Madon supérieur, du Durbion, de la Sarre moyenne, de la Blies inférieure et de la Syre.

La majeure partie des bassins du Madon, de la Seille et de l'Alzette appartient aux formations du Lias, couvrant près de 2 940km2. En fait, on l'a indiqué, les séries marneuses et marno-calcaires à dominante marneuse y sont de beaucoup les plus développées. Cependant certains étages à dominante calcaire doivent être mentionnés : marno-calcaire de l'Hettangien, d'une puissance de 40-50 m au Sud de Thionville, calcaire ocreux du Sinémurion et calcaire du Charmoutien inférieur ou Macigno, n'excédant pas toutefois 15 à 20 m d'épaisseur (R. Laugier, 1964).

Les calcaires oolithiques du Bajocien inférieur et moyen, du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur, épais respectivement de 40

à 50 m et de 20 à 40 m, constituent l'ensemble le plus caractéristique du bassin (1 907 km2). Les séries marneuses de la base du Bajocien inférieur, dites marnes micacées, et de la base du Bajocien supérieur, ou marnes de Longwy, jouent un rôle déterminant dans la localisation des nappes aquifères. Certains affluents de rive gauche de la Moselle moyenne, le Terrouin, le Ruisseau d'Ache, le Rupt de Mad et l'Orne, drainent des bassins formés essentiellement par des matériaux calcaires. Les calcaires oolithiques et coralliens de l'Argovien et du Rauracien n'intéressent que pour une faible part le bassin.

Assez paradoxalement, la composition chimique des roches calcaires est mal connue. La grande diversité de faciès de certains terrains, de ceux du Lias spécialement, doit expliquer le petit nombre d'analyses chimiques effectuées (1). Les seules données quantitatives, dont on dispose, concernent le calcium et parfois la magnésium.

La teneur en carbonate de calcium est de l'ordre de 80 % pour le calcaire à entroques du Muschelkalk supérieur. Le pourcentage moyen de calcium atteint 70 dans le faciès marno-calcaire de l'Hettangien et celui de magnésium (en Mg CO3) 1 à 1,5, exceptionnellement 3 à 4. Des valeurs similaires se retrouvent pour le calcaire ocreux sinémurien, 70 % de calcium, 0,5 à 1,0 % de magnésium, tant dans le bassin de la Moselle que dans celui de la Meuse, à Orval et à Limes (R. Souchez, 1963).

Alors que dans les marnes micacées de la base du Bajocien, la teneur en calcium est nettement inférieure à 50 %, elle s'élève, en moyenne, à 80-85 % dans le calcaire oolithique du Bajocien inférieur et moyen du bassin de l'Orne. Dans le bassin limitrophe de la Chiers, cette teneur est légèrement supérieure, variant de 87,6 à 90,2 % dans le secteur d'Allondrelle.

Les calcaires oolithique et corallien de l'Argovien-Rauracien, à la limite occidentale du bassin, possèdent des pourcentages de calcium encore plus élevés, de l'ordre de 96 à 98. Ces fortes teneurs des calcaires rauraciens ont été déterminées avec plus de précision dans le bassin voisin de la Meuse : 95,0 % pour le calcaire d'Houdainville au Sud-Est de Verdun, 96,6 % pour le calcaire de Génicourt au Nord-Ouest de Saint-Mihiel, 97, 4 % pour le calcaire de Saint-Laurent dans la vallée de l'Othain, 98,1% pour le calcaire de Saint-Mihiel et 98,4 % pour le calcaire de Lérouville (R. Souchez, 1963).

---

(1) Nous tenons à remercier vivement M. R. Laugier pour les indications qu'il a bien voulu nous communiquer, relatives à la composition chimique de diverses formations du Plateau lorrain.

Cette importante teneur en calcium de plusieurs séries calcaires se traduit toujours par une minéralisation élevée des eaux des bassins correspondants.

Les roches calcaires, du fait de leur structure cohérente, possèdent une perméabilité exclusivement de fissures. Macrofissuration et microfissuration, qualifiées parfois de porosité, régissent les possibilités d'infiltration des eaux superficielles. La "porosité" totale de ces terrains est généralement élevée, mais peut varier considérablement de 0,5 à 17 % (G. Castany, 1963). L'extension des nappes d'eaux souterraines dans les divers secteurs calcaires du bassin est cependant sans commune mesure avec celle de la nappe du grès vosgien.

Le calcaire dévonien de l'Eifel, compact et fortement diaclasé, présente quelques formes karstiques superficielles, des dolines de petite taille. Les sources sont relativement abondantes, elles drainent des nappes profondes, mais peu étendues (1). Près d'Hillesheim, dans le bassin de la haute Kyll, deux sources ont un débit moyen annuel de 10 et 50 l/s ; plus au Nord-Ouest, à Birgel, une source écoule près de 100 l/s. Dans la région de Müllenborn, deux sources alimentent l'Oos Bach, affluent de la Kyll, et débitent en moyenne 50 et 125 l/s. Des sources d'une abondance aussi élevée se retrouvent dans les bassins voisins de l'Ahr Bach (25 à 50 l/s à Blankenheim) de l'Erft (15 à 20 l/s à Holzmülheim), de l'Urft (70 à 90 l/s à Weyer). On ne dispose pourtant d'aucune donnée sur le sens des variations saisonnières du débit de ces sources (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955).

La dolomie et les calcaires du Muschelkalk ont une structure physique assez semblable. Ils comportent, spécialement le calcaire à entroques, de grandes diaclases favorisant une certaine circulation karstique ; leur "porosité"totale est néanmoins faible, de l'ordre de 2 % (A. Godard et F. Houel-Gangloff, 1965).

Les formes karstiques superficielles, développées dans les calcaires du Muschelkalk, sont moins caractéristiques que dans les calcaires du Bajocien-Bathonien. Plusieurs études leur ont été consacrées sur le Plateau Lorrain et dans le Westricht. Le plateau du Muschelkalk, au Sud du Wardnt,est pauvre en de telles formes ; R. Capot-Rey (1934) a signalé, cependant, au Sud de Sarreguemines, un petit affluent de rive gauche de la Sarre qui, lors d'averses durables, peut utiliser partiellement un parcours souterrain et réapparaître en véritable résurgence à l'Oelmühle.

---

(1) Pour la majorité des sources du bassin, alimentées par des nappes karstiques profondes, on ne peut parler de résurgences ; ce terme doit être strictement réservé à la sortie de véritables cours d'eau souterrains.

Mais la forme karstique par excellence est la mardelle ou Pfühl ou Maar, très commune dans le Westricht. G. Colin a relevé de semblables microformes dans le Muschelkalk moyen entre Vezouze et Mortagne, la puissance de la couche calcaire pouvant atteindre localement 100 m (A. Godard et G. Colin, 1962). Ces dépressions sont sèches ou non ; les mardelles sèches semblent obéir à un certain alignement ; les mardelles remplies d'eau en permanence, du fait d'une couverture argileuse, ont une répartition plus anarchique (1). Le ruisseau d'Aveduy, affluent de rive gauche de la Mortagne se perd en période de basses eaux, dans un aven, le Trou d'Aveduy, à 2 km en amont de Gerbéviller ; après 3 km environ de parcours souterrain, il alimente une petite résurgence. De telles pertes se retrouvent également dans la partie calcaire du bassin supérieur de l'Euron (H. Maïdou, 1968).

La faible épaisseur de ces séries calcaires explique que les niveaux aquifères soient peu développés ; ces derniers alimentent pourtant de nombreuses sources, qui ne sont observées régulièrement que dans la partie allemande du bassin. Leur module est fort variable. Certaines sources de la région de Bitburg, issues du Muschelkalk supérieur, sont abondantes : 15 l/s pour la source "Neuborn", près de Lahr, et la source d'Hermesdorf, 100 l/s pour la source "Albach" sur le territoire de Mötsch, près de 200 l/s pour une source de la commune d'Erdorf (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). Ces valeurs semblent élevées si on les compare aux modules d'autres sources pour lesquelles on dispose de mesures journalières depuis 1954 : 0,75 l/s à Bettingen et à Welschbillig, 1 à 2 l/s à Nattenheim, 3,5 l/s à Wintersdorf.

La grande variété de faciès dans les terrains du Lias, la faible épaisseur des strates calcaires et leur macrofissuration réduite limitent les possibilités de développement des nappes aquifères. Par contre, les calcaires du Bajocien-Bathonien et de l'Argovien-Rauracien se caractérisent par une plus forte densité de fissures. Des nuances se marquent toutefois entre les diverses formations. Le calcaire oolithique du Bajocien et du Bathonien inférieur comporte un réseau assez lâche de macrofissures, mais leur largeur peut dépasser 3 mm (R. Souchez, 1963) ; d'autre part, la "porosité" totale moyenne de la roche atteint 5 à 10 % (A. Godard et F. Houel-Gangloff, 1965).

---

(1) On trouve des dépressions fermées, du type mardelle, dans les terrains marneux et argileux du Keuper et de l'Oxfordien-Callovien, de même que dans les grès bigarrés. Elles sont strictement localisées sous couvert forestier et limitées aux surfaces topographiques subhorizontales. A la différence des mardelles des régions calcaires, ces dépressions pourraient être dûes aux processus périglaciaires ou à une dissolution des roches sous-jacentes, sel ou dolomie (A. Godard et G. Colin, 1962).

Les calcaires marneux du Bathonien moyen et supérieur comportent peu de fissures, celles-ci sont, de surcroit, étroites ; la "porosité" totale de ces terrains est de ce fait plus faible, de l'ordre de 2 %. Les calcaires oolithiques et coralliens de l'Argovien-Rauracien présentent un réseau de macrofissures assez dense ; d'autre part, leur "porosité" totale est élevée, de 16 % environ (R. Souchez, 1963). La composition chimique et la structure physique particulières de ces matériaux calcaires sont responsables à la fois de la relative importance des formes karstiques et de l'extension des nappes phréatiques profondes.

Les mardelles apparaissent encore comme les formes karstiques les plus nombreuses à la surface des plateaux calcaires. G. Colin a recensé ces dépressions fermées dans la région d'Audun-le-Roman et dans la forêt de Haye. Elles sont de dimensions et de formes très variables, très souvent sèches. Certaines constituent de véritables bétoires, atteignant jusqu'à plus de 12 m de profondeur et 35 m de longueur. Près de Briey, deux mardelles sont particulièrement connues : le Gouffre Armand, large de 40 m, et le Grand Bichet, large de 15 m et profond de 8 m (R. Durand, 1963).

La plupart de ces dolines, plus vastes que dans la zone de Muschelkalk, sont d'origine naturelle. Leur genèse karstique ne fait aucun doute, elle a été facilitée par des failles et les diaclases de la roche. D'ailleurs, de petits cours d'eau se perdent fréquemment dans de tels bétoires. Ainsi l'Aroffe, qui appartient au bassin de la Meuse, disparaît au Gouffre de Gémonville pour réapparaître 14 km en aval. Cependant, selon certaines hypothèses non confirmées, une partie de ses eaux serait détournée au profit de la Moselle, à la faveur de dislocations tectoniques, et aboutirait à une résurgence près de Pierre-la-Treiche. De même, la perte du ruisseau de l'Arot dans le calcaire bajocien, près de Thuilley -aux-Groseilles, alimente, après un cours souterrain de plusieurs kilomètres, la fontaine de la Deuille d'Ochey ; la karstification est encore suffisamment fonctionnelle pour que le vallon voisin de Crépey soit totalement sec (A. Guilcher et J. Tricart, 1954).

De nombreux autres cours d'eau souterrains ont été inventoriés, depuis peu, dans la masse des calcaires du Bajocien par les divers groupes spéléologiques lorrains. Ces formes karstiques superficielles et profondes, élaborées sous des paléoclimats plus humides, ont été parfois partiellement oblitérés lors des périodes froides du Quaternaire.

Les nappes phréatiques profondes du Bajocien et du Bathonien inférieur sont plus étendues que celles des autres ensembles calcaires ; elles n'atteignent pas, cependant, l'importance de celle du grès vosgien. L'étude du système aquifère a été menée de façon systématique dans un vaste secteur du bassin minier ferrifère lorrain (H. Ternant, 1965). Trois zones hydrogéologiques élémentaires ont été délimitées : le bassin de la région de Longwy, le bassin de l'Orne, le bassin d'Ottange-Landres-Amermont.

Les observations effectuées à la mine de Saint-Pierremont, près de Tucquenieux, ont permis de suivre dans le détail le cheminement des eaux d'infiltration au travers des calcaires du Bajocien jusqu'à l'Aalénien exploité, malgré les écrans imperméables que constituent les marnes de Longwy et les marnes micacées, lézardées il est vrai par des failles et des éboulements consécutifs aux travaux de dépilage (L. Klein, 1960). Aucune estimation précise de la réserve globale en eau n'a encore pu être faite. Par contre, quelques valeurs d'exhaure ont été calculées sur près d'un siècle pour plus de 50 sièges d'exploitation. Le bassin de Longwy rejette, en année moyenne, environ 0,4 m3/s dans la Chiers. Le bassin minier de l'Orne fournit au cours d'eau 2,6 m3/s, alors que le bassin d'Ottange-Landres-Amermont rejette en moyenne 2,8 m3/s tant dans la Fensch que dans la Moselle. Ces valeurs d'exhaure sont réduites de près de moitié lors d'étiages exceptionnels, en 1959 par exemple (H. Ternant, 1965).

Les quelques rares sources d'affleurement, observées en France à la base de la cuesta du Bajocien au contact des marnes micacées, ont des modules assez élevés. Les deux sources de Gorze, captées aux lieux-dits, les Bouillons et Parfonval, contribuent à l'alimentation en eau de l'agglomération messine. Leur débit moyen total exploité, légèrement inférieur au débit naturel, est de l'ordre de 98 1/s ; il peut s'abaisser à 15 1/s en période de sécheresse (E. Jouin, 1966). Parmi les trois sources captées par le réseau de Montigny-lès-Metz dans la vallée de Montvaux, la source de la Roche peut n'écouler que 3 1/s lors d'étiages marqués contre 94 1/s en période de hautes eaux. De même, diverses sources issues du Bajocien ont été largement utilisées dans le passé pour l'alimentation eau de l'agglomération de Nancy. Relativement abondantes, ces sources connaissent également des variations saisonnières importantes. La source de Boudonville peut voir ainsi son débit brut tomber de 46 1/s en hautes eaux à moins de 5 1/s en basses eaux, celle de l'Asnée de 30 1/s à 3 1/s (F.X. Roussel, 1967).

Les nappes correspondant aux formations superficielles et aux sols, n'offrent, par contre, qu'un intérêt secondaire. Localement, à la base des versants des cuestas, de celle du Rauracien principalement, des sources drainent les formations de grèze, talus d'éboulis élaborés au Quaternaire froid. Ces matériaux détritiques, libérés par gélifraction, cailloutis anguleux enrobés d'argiles, sont poreux, mais l'extension de ces formations est limitée (G. Renaut, 1967a). Les sols développés sur les calcaires et les marno-calcaires à dominante calcaire ont été encore peu étudiés. P. Duchaufour (1965) a cependant montré pour le Plateau de Haye que la répartition des sols calcimorphes est fonction de la topographie. Les sols bruns forestiers, les moins évolués, correspondent à la zone des plateaux ; les rendzines, plus lessivés, sont caractéristiques des versants, spécialement des formes de colluvionnement basales. Ces sols sont peu épais et recèlent des nappes superficielles sans commune mesure avec les nappes phréatiques profondes.

Toutefois, les réserves aquifères des grands ensembles calcaires du bassin ne sont en rien comparables à celles du grès vosgien. L'absence de formes karstiques et de résurgences vraiment originales tient aux formations lithologiques elles-mêmes , en particulier à leur épaisseur souvent modeste.

C.- Roches volcaniques

Les terrains volcaniques n'occupent qu'une faible étendue à l'échelle du bassin. Cependant, qu'il s'agisse de la série permienne de la cuvette Sarre-Nahe ou de la série plio-quaternaire de l'Eifel , ils offrent un intérêt hydrogéologique certain.

Les roches volcaniques permiennes de la cuvette Sarre-Nahe, dites Ergussgesteine, se limitent à quelques zones d'épanchement dans les bassins de la Prims moyenne et de la haute Blies ; leur extension est plus vaste dans le bassin voisin de la Nahe. Ces matériaux paléo-volcaniques, peu épais, sont constitués essentiellement de porphyre vert antique et d'orthophyre acides, de mélaphyre basique. Assez fortement cristallisés, ils sont assez peu diaclasés.

Des nappes phréatiques profondes, peu étendues, alimentent des sources peu abondantes, de module excédant rarement 1 l/s à Tholey, Oberthal, Gödesweiler et Furschweiler, au Nord de Sankt-Wendel (D. Pfeiffer, K. Schädel et H. Scherer, 1953). Ces faibles débits sont loin d'atteindre ceux des sources issues des formations identiques mais beaucoup plus épaisses du bassin de la Nahe : 11,5 l/s à Birkenfeld, 46 l/s à Idar-Oberstein.

Le rôle des roches volcaniques plio-quaternaires de l'Eifel a déjà été signalé lors de l'étude morphologique des Maare. A l'exclusion de la région du Lacher See, située hors du bassin, les zones d'épanchement sont limitées à quelques secteurs bien définis : Gerolstein-Hillesheim, Daun-Neroth-Neunkirchen-Meerfeld-Gillenfeld, Bad Bertrich, soit les bassins de la haute Kyll, de la Lieser et de l'Alf supérieurs. Parmi ces matériaux volcaniques dominent les basaltes basiques à olivine, les phonolites à leucite, dits leucitophyres, les tufs plus ou moins bien cimentés.

Alors que les tufs sont assez poreux, les basaltes, tout comme les calcaires, présentent une relative perméabilité de fissures, les ré-

seaux de diaclases étant dûs au mécanisme de retrait par contraction. Cependant, la "porosité" vraie des basaltes ne doit pas excéder 3 %, vu la rareté des microfissures (G. Castany, 1963).

Les sources, drainant les formations basaltiques de la région de Gerolstein, se localisent au contact des tufs sous-jacents. Leur module est seulement moyen, du fait de la faible extension des nappes aquifères : 9 l/s à Schönfeld, 6 l/s à Dockweiler et 23 l/s à Kirchweiler. Les sources des séries voisines du Lacher See, au Nord de Mayen, ne sont pas plus abondantes : 6 l/s pour la source de Wehr, 8 l/s pour celle de Glees et 15 l/s pour celle de Thür (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955).

L'influence hydrologique des nappes des formations volcaniques est donc réduite, mais l'abondance relative de leurs sources méritait d'être relevée, le massif de l'Eifel étant particulièrement pauvre en eaux souterraines.

D.- Formations alluviales

Faute d'analyses pétrographiques et granulométriques précises, les formations alluviales "anciennes" et "modernes" du Quaternaire doivent être considérées globalement, bien qu'un tel regroupement soit quelque peu arbitraire. Néanmoins, une nette différenciation granulométrique n'apparaît pas toujours nettement entre ces formations. Les alluvions "anciennes" fluvio-glaciaires et périglaciaires, correspondant aux différentes nappes d'accumulation, ne sont pas à dominante exclusivement grossière ; à l'inverse, les alluvions "modernes" de la plaine alluviale ne sont pas constituées uniquement par des matériaux fins.

On ne possède que peu d'indications relatives à la structure de ces matériaux et, par là même, à leur degré de perméabilité. Les nappes phréatiques peu profondes ou superficielles qu'ils recèlent sont parfois en étroite relation avec les cours d'eaux ; elles sont souvent draînées, plus rarement alimentées par eux (1). Leurs ressources en eau sont limitées tant par la superficie que par l'épaisseur réduites des formations alluviales.

Exceptionnellement, ces formations qui couvrent près de 2 000 km2 à l'échelle du bassin atteignent une extension remarquable dans la vallée de la Moselle en aval d'Epinal, dans la vallée de la Meurthe dans le périmètre Azerailles-Lunéville-Rosières-aux-Salines, dans la vallée de la

(1) Il convient de réserver le terme de superficielles aux nappes qui, par suite de leur faible profondeur, sont soumises aux effets de l'évaporation.

Sarre de Keskastel à Sarralbe et dans la région de Sarrelouis. Deux secteurs, de beaucoup les mieux étudiés et équipés en piézomètres, retiendront l'attention : la vallée de la Moselle moyenne de Novéant à Sierck, la vallée de la Moselle inférieure en aval de Trèves.

Des recherches sur les formations alluviales de la vallée de la Moselle de Novéant à Sierck furent entreprises dès le début du siècle ; elles furent développées, à partir de juillet 1958, par les ingénieurs du B.R.G.M., par suite de l'accroissement continu des besoins en eau de la région, spécialement de l'agglomération messine (G. Castany, M. Guillaume et J. de Mautort, 1960).

Traditionnellement, les géologues distinguent dans ce secteur une série de terrasses dont l'altitude relative, 5,12, 25 et 50 m, est déterminée par rapport au niveau moyen d'étiage de la Moselle ; elles correspondent aux nappes d'accumulation D, C et B définies par J. Tricart (fig. 8). Les hautes terrasses de 50 et 25 m, dites du Bois Saint-Hubert et du Sablon, à la suite de L. van Verweke, sont en fait très discontinues. Les basses terrasses de 12 à 5 m, dites de Maizières, de Saint-Eloy et de Maison-Rouge, sont seules en continuité topographique et conservées sur une grande étendue, aussi possèdent-elles les réserves en eau les plus abondantes. L'ensemble des formations alluviales de ce secteur a une superficie d'environ 201 km2.

L'épaisseur des alluvions des plus basses terrasses ne dépasse pas 3 à 4 m en moyenne, contre 8 à 10 m pour les hautes terrasses. Les matériaux sont à dominante silicatée, granite et grès d'origine vosgienne, mais comportent également des éléments calcaires d'origine locale. Ils sont caractérisés par une grande hétérogénéité granulométrique, allant des sables fins aux galets, excédant rarement 100 mm de dimension maximale. Ces alluvions sont recouvertes fréquemment par des limons épais de 1 à 2 m et elles reposent sur un substratum peu perméable, constitué par la série des marnes du Charmoutien.

La constitution de nappes aquifères est liée à la perméabilité d'interstices assez élevée des matériaux alluviaux. La porosité efficace d'ensemble a été estimée à près de 10 %, elle serait donc beaucoup plus élevée que pour les alluvions de la plaine rhénane où elle n'atteint que 2 à 3 % (G. Millot, J. Sittler, J.P. von Eller et L. Simmler, 1963). Toutefois, des nombreux chenaux abandonnés, fonctionnels uniquement en période de crues, de même que les sablières exploitées dans tout le secteur, entaillent la terrasse de 5 m ; leurs parois sont colmatées par des limons et des argiles pratiquement imperméables, ce qui entraîne un cloisonnement du système aquifère.

L'alimentation de ces nappes dépend essentiellement des précipitations atmosphériques à la surface des différentes terrasses. Compte tenu de l'évapotranspiration, on a pu évaluer à 30 % en moyenne le coefficient d'infiltration des eaux de pluie, parvenant effectivement aux nappes alluviales. L'apport, par suintement hypodermique, des nappes superficielles des formations détritiques jalonnant la base de la cuesta du Bajocien ne doit pas être sous-estimé. L'écoulement des eaux gravifiques dans les diverses nappes se fait suivant la pente topographique des versants vers le lit apparent de la Moselle et en direction du Nord parallèlement au cours d'eau. Seule, la terrasse de 5 m possède une nappe en équilibre avec les eaux fluviales ; son niveau piézométrique est directement influencé par les variations saisonnières de la Moselle, le substratum imperméable étant situé au dessous du niveau hydrométrique moyen.

Si 223 puits sont exploités actuellement de Novéant à Thionville dans les deux plus basses terrasses, une centaine de stations d'essai, équipées de piézomètres, ont été mises en place seulement depuis 1965. A la différence de la vallée de la Moselle inférieure, on ne dispose donc pas d'une série d'observations suffisante pour étudier le régime de ces nappes. Cependant, un premier bilan provisoire a pu être dressé à partir de 50 secteurs élémentaires de recherche. L'amplitude des oscillations du niveau piézométrique des nappes ne dépasse jamais 2 m. Abstraction faite de la réserve géologique ou de constitution, correspondant au niveau piézométrique d'étiages, la réserve hydrologique annuelle ou de réalimentation serait de l'ordre de 82 000 m3/j pour les basses terrasses et de 18 000 m3 j pour les terrasses supérieures, soit un total de 100 000 m3/j ou de 36 millions de m3/an (G. Castany, M. Guillaume et J. de Mautort, 1960).

Mais ces nappes n'ont que peu d'influence sur le régime de la Moselle, car elles sont déjà utilisées à plus de 50 %, en vue de satisfaire les besoins en eau des agglomérations messine et thionvilloise. De plus, l'aménagement en cours de la Moselle de Frouard à Metz et à Thionville perturbera gravement le régime des nappes aquifères des plus basses terrasses.

La nécessité d'accroître les disponibilités en eau de quelques cent communes riveraines de la Moselle inférieure, en territoire allemand, a suscité, dès avant 1930, des études sur les formations alluviales de la vallée en aval de Trèves. De nombreuses stations d'essai ont été implantées beaucoup plus systématiquement qu'en France et les observations régulières des piézomètres portent sur une assez longue période, depuis 1953-1954.

Les nappes aquifères sont développées surtout dans la basse

terrasse, spécialement dans les zones de confluence des principaux affluents. L'extension de cette terrasse est maximale, on le sait, dans le bassin de Trèves, d'Oberbillig à Schweich ; elle peut alors atteindre près de 3 km de large, alors qu'à l'aval de Schweich, dans la traversée du Massif Schisteux Rhénan, sa largeur se réduit au plus à 200-250 m. La terrasse moyenne, qui la domine topographiquement, lui est souvent jointive ; par contre, la terrasse supérieure, dite principale, est discontinue et peu étendue.

L'épaisseur des alluvions de la basse terrasse, reposant sur les grès du Buntsandstein et du Permien, puis sur les schistes argileux dévoniens en aval, varie de 6 à 12 m suivant les secteurs (D. Pfeiffer et H. W. Quitzow, 1955). La granulométrie des alluvions est hétérogène : sables fins et grossiers, mais aussi graviers et galets. Ces matériaux sont surmontés par des limons protecteurs (E. Kremer, 1954).

L'alimentation de la nappe alluviale inférieure est tributaire avant tout des précipitations atmosphériques d'ailleurs peu élevées ; les apports des nappes aquifères supérieures semblent modestes. La Moselle réglait les variations du niveau piézométrique de la nappe de la basse terrasse jusqu'à la mise en eau du secteur canalisé en 1964. Le niveau piézométrique moyen a été notablement élevé et l'amplitude des oscillations des niveaux s'est trouvée considérablement atténuée par la création de plans d'eau artificiels, rendant désormais délicate toute observation (F. Schwille, 1960).

Ces nappes de formations alluviales, peu étendues, et alimentées surtout par les précipitations, sont en relation étroite avec la Moselle. Elles influençaient son régime, spécialement les extrêmes, du moins avant l'aménagement du cours d'eau. Leur rôle dans le soutien apporté aux débits indigents d'étiages et dans l'écrêtage des débits maximaux de crues sera envisagé ultérieurement (Deuxième Partie - Chapitre IV et chapitre V). La contamination des eaux des nappes alluviales par infiltration des eaux polluées de la Moselle est une autre conséquence de cette étroite interaction.

C O N C L U S I O N

Un regroupement systématique des divers ensembles lithologiques et hydrogéologiques du bassin méritait d'être tenté. L'étude purement lithologique, malgré ses insuffisances, permettra d'éclairer certains aspects de la dynamique fluviale de la Moselle et de ses principaux affluents (1). On voudrait simplement dégager ici quelques remarques générales relatives à la perméabilité des roches et à la nature des nappes aquifères.

Les terrains à faible perméabilité d'interstices ou de fissures prédominent dans le bassin ; ils couvrent près des 2/3 de sa superficie. Les nappes phréatiques profondes, mais peu étendues, qu'ils recèlent, de même que les nappes des formations superficielles et des sols, alimentent des sources dont l'abondance est le plus souvent inférieure à 1 l/s.

Les moyennes montagnes, cependant assez fortement arrosées, appartiennent presque exclusivement à ces formations peu perméables : roches cristallines, roches sédimentaires primaires à dominante schisteuse, schistes permiens. Tant dans le bassin supérieur vosgien que dans le bassin inférieur, correspondant au Massif Schisteux Rhénan, cette relative imperméabilité, jointe à des conditions morphologiques particulières, facilite le plus souvent le ruissellement direct.

Les roches du Plateau Lorrain et de ses marges septentrionales sont également,pour l'essentiel, peu perméables. Les débits moyens annuels des sources issues des terrains argileux, marneux du Keuper et de l'Oxfordien-Callovien, de nombreux étages marno-calcaires à dominante marneuse du Lias sont eux aussi fort modestes. De la sorte, l'influence des

---

(1) Il est à remarquer que l'on ne dispose de données chiffrées sur la composition chimique des roches que pour les secteurs supérieur et moyen du bassin, secteurs pour lesquels, justement les transports solides en solution ont une réelle signification morphologique, les phénomènes de pollution des eaux fluviales n'intervenant pas.

facteurs morphologiques défavorables à un écoulement superficiel rapide se trouve contrebalancée, dans le bassin moyen de la Moselle, par cette quasi imperméabilité.

Toutefois, du fait d'une perméabilité d'interstices et de fissures importante, certains ensembles lithologiques offrent de grandes possibilités d'accumulation en eaux souterraines. Ce sont le calcaire dévonien, les quartzites et les roches volcaniques plio-quaternaires du Massif Schisteux Rhénan, les grès du Buntsandstein dans les Vosges du Nord et la partie septentrionale du Plateau Lorrain, les calcaires et marno-calcaires à dominante calcaire du Muschelkalk, du Bathonien-Bajocien, de l'Argovien-Rauracien, spécifiques du Plateau Lorrain, les formations alluviales enfin, particulièrement étendues dans le secteur moyen du bassin. Dans les grès et les calcaires spécialement, les nappes phréatiques profondes ont des réserves notables ; leurs sources écoulent en moyenne 5 à 10 l/s, mais dépassent rarement 100 l/s.

Ainsi, de par son médiocre pouvoir d'accumulation en eaux souterraines, le bassin de la Moselle s'apparente sensiblement à celui de la Lahn (H. Tichy, 1951 - R. Hermann, 1965), il diffère par la même de bassins comme celui de la Meuse (J. Vereerstraeten, 1952) et surtout celui de la Seine. Cependant, les nappes aquifères, notamment celles des formations alluviales influencent le régime des cours d'eau du bassin, lors des étiages très prononcés.L'alimentation de ces nappes est strictement liée aux conditions climatiques originales régnant sur le bassin.

CHAPITRE III

LES CARACTERES CLIMATIQUES DU BASSIN

L'objet de cette étude mérite d'être minutieusement défini. Il ne s'agit nullement d'une analyse exhaustive du climat du bassin de la Moselle, mais d'un bref rappel de certains éléments de climatologie hydrologique, au sens de M. Pardé (1968), ou d'hydrométéorologie selon G. Réméniéras (1960a), indispensables à la compréhension du régime des cours d'eau du bassin.

Dans cette optique, il sera fait appel tant aux données de la climatologie dynamique, dite parfois synthétique, qu'à celles plus classiques de la climatologie analytique traditionnelle ; elles sont d'ailleurs complémentaires. Une connaissance précise des types de temps généraux et particuliers est nécessaire aussi bien à l'analyse des crues qu'à celle des étiages. Mais le recours aux valeurs moyennes et séparatoires des températures et des précipitations, illustrées naguère par la climatologie classique, s'impose dans l'étude de l'abondance fluviale et des variations saisonnières des débits.

L'équipement climatologique du bassin est cependant loin d'être satisfaisant ; il ne répond que dans de rares secteurs aux normes idéales définies dans le cadre de la Décennie Hydrologie Internationale (1965 - 1975). Mais s'il est souhaitable, pour de petits bassins, de tenter de combler partiellement les lacunes des réseaux officiels (F. Hirsch, 1966), il est évident que pour des bassins même moyens, tel celui de la Moselle, on doive se contenter des mesures effectuées par les services compétents.

Dans l'exploitation de la documentation climatologique nous nous sommes heurtés à deux séries de difficultés majeures. Tout d'abord une inégalité fondamentale existe d'un Etat à l'autre, elle concerne autant la densité des stations que la longueur des périodes d'observations (1).

(1) Toutes les stations climatologiques du bassin, anciennes ou en fonctionnement, n'ont pas été figurées sur la carte I hors-texte. Seules ont été retenues les stations pour lesquelles il existe des séries d'observations suffisamment longues et relativement continues. Certaines stations limitrophes du bassin ont été utilisées. Sous la rubrique stations principales ont été regroupées les stations convenablement équipées : stations allemandes des groupes I et II, stations de la Météorologie Nationale en France, stations dites météorologiques au Luxembourg et en Belgique. Les stations pluviométriques correspondent aux stations du groupe III en Allemagne, à la plupart des stations "bénévoles" en France et aux postes pluviométriques en Belgique et au Luxembourg.

La partie allemande du bassin apparaît comme la mieux équipée, avec un pluviomètre pour 100 km2 environ, soit une densité double de celle de la France (1). Pour le secteur correspondant à l'ancienne Alsace-Lorraine, les séries de mesures disponibles sont souvent incomplètes, du fait de la destruction d'archives lors de la dernière guerre. Le secteur luxembourgeois du bassin quant à lui, ne possède que des observations systématiques récentes, excepté pour la station de Luxembourg. D'ailleurs, les périodes de mesures les plus longues portent sur 75 à 100 années au maximum (2).

La médiocrité des observations aggrave encore les difficultés d'une analyse statistique précise. Comme l'a montré P. Estienne, la nature et la qualité des observations météorologiques appellent bien souvent des réserves, surtout en ce qui concerne les précipitations (1956). En France, par exemple, les deux seules stations de la Météorologie Nationale intéressant le bassin sont assez peu significatives du climat du Plateau Lorrain, par suite de leur localisation particulière près d'aérodromes. De plus, les stations "bénévoles", le plus souvent simples postes pluviométriques, sont parfois fort mal implantées, du fait d'impératifs humains ou économiques. Ainsi, le versant occidental des Vosges ne comporte que peu de stations expressives, à la différence du versant alsacien (3). Il faut signaler enfin l'insuffisance notoire des mesures concernant la neige, dans les Vosges spécialement.

Il reste, qu'en dépit des lacunes et des difficultés signalées, la documentation disponible de même que les études de climatologie existantes permettent de dégager les caractères généraux du climat océanique du bassin et ses nuances régionales, le rôle déterminant des températures sur l'écoulement fluvial, l'importance de la variabilité des précipitations sur l'alimentation des cours d'eau. De plus, l'analyse des températures atmosphériques oriente logiquement vers certains problèmes essentiels de l'hydrologie en milieu tempéré océanique : température des eaux fluviales et lacustres, glaces fluviales.

---

(1) Cette notion de densité brute est, d'ailleurs, insuffisante et peu expressive. Ch. P. Péguy propose un indice pondéré fort intéressant pour exprimer la densité des stations climatiques (1965).

(2) Il existe toutefois quelques séries plus longues, mais point toujours homogènes : depuis 1806 à Trèves, 1825 à Metz, 1841 à Luxembourg, 1848 à Nancy et 1862 à Mirecourt.

(3) Il arrive fréquemment, que certaines stations "bénévoles" du plus haut intérêt hydrométéorologique, telle celle du Thillot-Ramonchamp, disparaissent faute d'observateur qualifié ou de crédits.

I.-Caractères océaniques et nuances régionales du climat du bassin

Le bassin de la Moselle appartient tout entier au domaine océanique. Ce fait majeur tient à la disposition des grands ensembles du relief qui facilite une pénétration aisée des masses d'air océaniques jusqu'aux massifs montagneux de sa limite orientale. Le caractère franchement océanique du climat ressort nettement de l'analyse systématique des types de temps et des masses d'air. Le relief, par son orientation et son altitude, introduit cependant des nuances régionales sensibles.

A.-Types de temps et dominante océanique du climat

Les traits océaniques du climat du bassin ont été fort bien mis en évidence par une série d'études récentes de climatologie dynamique, spécialement par le remarquable travail de P. Pédelaborde sur le climat du Bassin Parisien (1957b).Il n'est pas de notre propos d'entrer dans le détail des problèmes fort complexes de la circulation atmosphérique régionale et de la structure des masses d'air, toutefois certains caractères des types de temps, réalisés dans le cadre du bassin de la Moselle, méritent d'être brièvement mentionnés, car ils expliquent l'originalité des facteurs thermiques et pluviométriques.

Parmi les nombreux types recensés méthodiquement par P. Pédelaborde, lors des périodes 1926-1950 et 1946-1950, les types de temps d'origine océanique dominent nettement au cours de l'année : 58 % de types cycloniques d'Ouest, de Nord et secondairement de Sud, 13 % de types anticycloniques océaniques et 29 % de types anticycloniques continentaux indigènes et accessoirement allogènes. Cette influence déterminante, des masses d'air maritimes est confirmée par l'analyse de la fréquence des types de temps à Nancy, pour une période de référence beaucoup plus brève il est vrai, de 1948 à 1957 (J. Rousseau, 1960). Partant d'une classification différente, plus pratique que celle fondée sur la dynamique des masses d'air et combinant des critères simples : précipitations, températures maximale diurne et minimale nocturne, état du ciel, A. Godard et J. Rousseau ont pu dégager une hiérarchie similaire des types de temps d'après leur fréquence annuelle. Les types cycloniques océaniques froids et humides, doux et humides, orageux sont les plus nombreux avec 51,8 % ; les types anticycloniques océaniques secs et froids, secs et chauds, mais le plus souvent couverts, constituent 28,4 % des cas ; quant aux types anticycloniques véritablement continentaux, secs et froids, secs et chauds, presque toujours clairs, ils ne représentent que 19,8 %. Au total, les types de temps dépressionnaires d'Ouest, de Nord-Ouest, de Sud-Ouest sont réalisés à Nancy en moyenne 16 jours par mois.

Cette importance majeure des types de temps d'origine maritime se double d'une grande variabilité ou, plus exactement, d'une grande instabilité au cours de l'année, autre caractéristique nettement océanique du climat du bassin. Ainsi, la durée moyenne des types de temps cycloniques est brève, elle n'excède pas 2,6 jours contre 2,5 jours seulement pour les types anticycloniques au cours des mêmes 25 années de référence (P. Pédelaborde, 1957b).La répartition des durées vraies révèle pourtant une grande variété de détail ; la durée d'un type de temps particulier peut s'étendre, en fait, de 1 à plus de 10 jours. Notons déjà que les durées exceptionnellement longues d'une minorité de types de temps ont des conséquences capitales pour l'hydrologie fluviale ; c'est le cas de certains types cycloniques déterminant des averses durables génératrices de crues de saison froide, de types anticycloniques continentaux, le plus souvent indigènes, entraînant des sécheresses marquées et par là même, des étiages prononcés de saison chaude, de types anticycloniques continentaux allogènes provoquant des périodes de gel prolongées et de relatifs étiages de saison froide. Néanmoins, la faible durée moyenne des divers types de temps, de même que leur succession apparemment désordonnée soulignent la stricte appartenance du bassin au domaine tempéré océanique ; elles limitent singulièrement, d'autre part, la portée de la notion de moyenne aussi bien pour les températures que pour les précipitations.

Le caractère océanique du climat se marque enfin par la prédominance de l'influence maritime en toutes saisons ; cette influence régit directement les régimes pluviométriques. Une opposition nette existe certes entre l'hiver et l'été. "L'été est la plus maritime des saisons ; 72 % de masses maritimes contre 62 % en hiver. L'hiver apparaît, au contraire, comme la saison la plus continentale... L'hiver est la seule saison où les masses continentales étrangères l'emportent sur l'air continentalisé indigène..." (P. Pédelaborde, 1957b).Pourtant, le rôle des masses d'air océaniques reste capital dans les deux cas ; ainsi, au coeur même de l'hiver, les types cycloniques d'Ouest et de Nord-Ouest intéressent à Nancy en moyenne 8 jours sur 30 en janvier.

Par ailleurs, il faut souligner que les saisons intermédiaires, printemps et automne, offrent des caractéristiques météorologiques beaucoup moins accusées, elles "représentent donc, le plus souvent, les queues des saisons qui les précèdent" (P. Pédelaborde, 1957b.) Mars et souvent avril s'apparent assez étroitement aux mois d'hiver, alors que septembre et parfois octobre se rattachent par bien des traits aux mois d'été. L'opposition traditionnelle et quelque peu arbitraire de quatre saisons ne correspond donc pas à la réalité du climat. Bien plus significative s'avèrera la distinction de deux saisons principales aux caractères spécifiques marqués, la saison froide et la saison chaude. Il ne faut toutefois ne pas perdre de vue que les limites de ces deux saisons sont éminemment variables d'une année à l'autre, du fait de l'instabilité fondamentale des types de temps.

L'importance décisive des types de temps d'origine maritime, leur mobilité foncière, leur faible durée moyenne, de même que leur influence en toutes saisons cernent le caractère océanique dominant du climat du bassin de la Moselle. L'appellation de "continentale", trop souvent attribuée à la région mérite bien des nuances et ne doit être utilisée qu'avec beaucoup de prudence. En fait, cette continentalité ne se marque réellement que lors de situations météorologiques exceptionnelles, en saison froide spécialement. Il ne peut donc s'agir, au plus, que d'un climat océanique de transition et ceci d'autant plus que la continentalité, qui devrait normalement s'affirmer vers l'Est et le Nord-Est, du fait de la situation du bassin, fait place, de par les effets du relief, à un "océanisme" renforcé.

B.-Nuances climatiques régionales

Le relief bien plus que la situation géographique est le facteur principal de diversification du climat. Les altitudes respectives des grands ensembles du relief et leur orientation généralement méridienne introduisent des nuances climatiques sensibles entre le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales d'une part, les moyennes montagnes des secteurs supérieur et inférieur du bassin d'autre part.

1.- Climat océanique de transition du Plateau Lorrain

La comparaison avec les autres provinces climatiques du Bassin Parisien fait apparaître le caractère nettement transitoire du climat du Plateau Lorrain (P. Pédelaborde, 1957b). La situation orientale du bassin et, partant, l'influence toujours possible de masses d'air continentales et froides expliquent la relative rudesse de la saison froide, avec un plus grand nombre moyen de jours de gel et de chutes de neige, encore que, sauf lors de périodes froides remarquables, les types de temps cycloniques soient les plus fréquents. Les autres traits majeurs et habituels du climat sont liés directement au relief. Les altitudes plus élevées des plateaux de cette "province orientale" entrainent en saison chaude une relative fraîcheur ; on note ainsi un abaissement des températures moyennes par rapport à celles du centre du Bassin Parisien ; les étés très chauds sont l'exception. L'accroissement de l'altitude moyenne sur le Plateau Lorrain détermine une augmentation généralisée des précipitations en toutes saisons, avec souvent un maximum principal de saison chaude; elles peuvent atteindre localement près d'un mètre par an.

L'ensemble du Plateau Lorrain, soit la majeure partie du bassin moyen, est soumis à ce climat océanique de transition ou de marge océanique *lato sensu*. Seule la vallée de la Moselle, fortement encaissée dans la traversée du plateau du Bajocien, jouit d'un climat local ; aussi constitue-t-elle l'axe le plus sec du Plateau à l'abri des vents dominants d'Ouest. Le climat des hauts plateaux des Vosges du Nord et du Pfälzer Wald marque une transition plus nette encore vers la continenta-

lité, par suite de l'abaissement de la barrière montagneuse aux limites orientales du bassin, entre Hautes Vosges et Massif Schisteux Rhénan. Les hivers y sont plus froids et, si les températures moyennes de saison chaude sont sensiblement les mêmes, le maximum principal des précipitations tend à se reporter nettement sur cette dernière saison. Le massif du Hunsrück, à l'exception toutefois des hauts sommets du Hochwald, se rattache bien plus à ce type de climat qu'à celui de l'Eifel voisin. Sur les plateaux gréseux du Sud-Est du bassin, au contact de la montagne vosgienne, apparaissent déjà les caractères plus rudes du climat océanique montagnard.

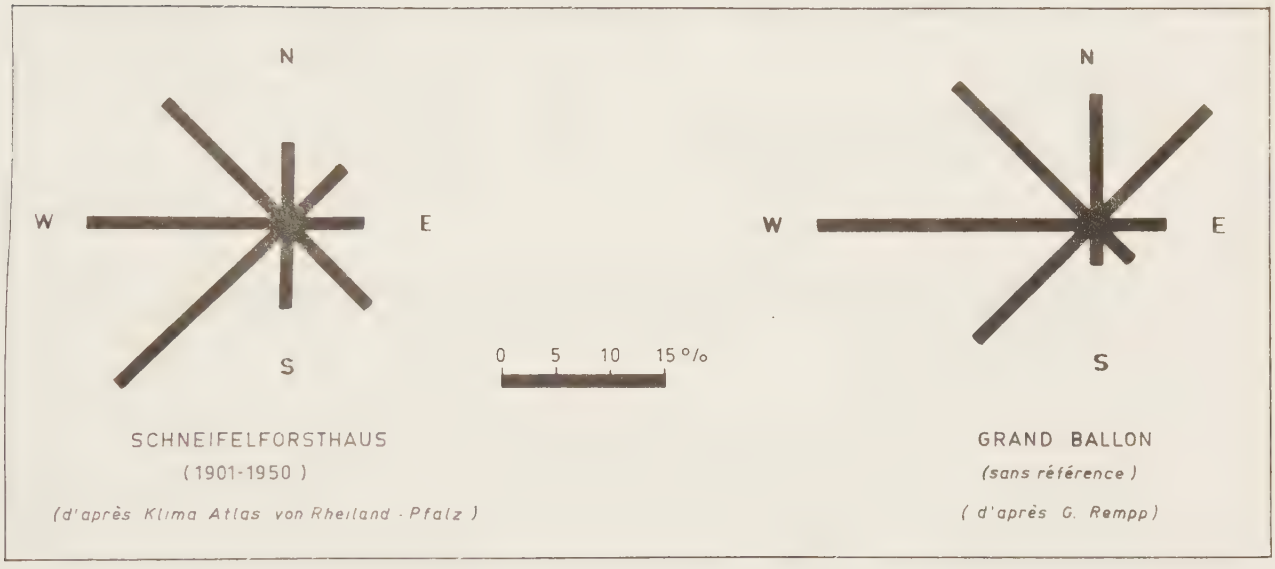
2.-Climat océanique froid des moyennes montagnes.

Si dans les bassins supérieur et inférieur de la Moselle, les massifs montagneux n'opposent aucun obstacle sérieux à la circulation atmosphérique régionale, ils ressuscitent par contre le caractère océanique du climat, à la fois thermiquement et pluviométriquement. Les Hautes Vosges méridionales et centrales, comme l'Ardenne et l'Eifel, connaissent, du fait de leur altitude et de leur exposition aux flux d'Ouest, un climat océanique montagnard ; on parle parfois de climat "hercynien du Nord-Ouest". Ces moyennes montagnes constituent donc des ilots océaniques froids et humides, à la limite du secteur océanique de transition de l'Est et du Nord-Est du Bassin Parisien et du secteur à tendance nettement continentale qui s'affirme dès la plaine bado-alsacienne.

Ce climat original, dit aussi vosgien, trouve sa parfaite expression dans les secteurs sommitaux de ces montagnes. Ses aspects essentiels ont été fort bien dégagés par J.P. Rothé et A. Herrenschneider dans le cadre du massif du Hohneck (1963). Beaucoup plus que la rudesse de la saison froide, le nombre moyen de jours de gel et de chutes de neige étant cependant ici le plus élevé de tout le bassin, la longueur de cette saison apparaît comme significative ; elle dépasse largement 5 mois. Elle s'oppose donc assez brutalement à une saison chaude caractérisée par sa brièveté et son faible réchauffement. Aussi, l'amplitude thermique annuelle des moyennes mensuelles extrêmes est-elle un des éléments importants de définition de ce climat océanique montagnard. La teinte franchement océanique du climat apparaît également dans la répartition saisonnière des précipitations, le maximum principal se situant toujours en saison froide. Le relief du massif vosgien explique à la fois l'accroissement sensible du total pluviométrique annuel, pouvant dépasser 2 mètres sur les plus hauts sommets, la dissymétrie pluviométrique fondamentale entre les versants occidental et oriental de la chaîne et la grande importance des précipitations solides de saison froide.

Les secteurs les plus élevés de l'Ardenne, Forêt de Bullange, et de l'Eifel, Hohe et Schnee-Eifel, participent de ce même climat. Ainsi la rose des vents à la station de Schneifelforsthaus traduit, comme celle du Grand Ballon, une prédominance certaine des influences océaniques (fig. 15). Les vents d'Ouest, de Sud-Ouest et de Nord-Ouest sont les plus

FIG.15 FREQUENCE MOYENNE ANNUELLE DE LA DIRECTION DES VENTS DANS LE HOHE - EIFEL (Schneifelforsthaus) ET LES HAUTES - VOSGES (Grand Ballon).



fréquents en toutes saisons. Les totaux pluviométriques moyens annuels sont le plus souvent supérieurs à un mètre.

Les vallées de la Moselle inférieure en aval de Trèves et de la Sarre inférieure en aval de Mettlach s'individualisent nettement dans ce milieu montagnard, elles constituent un domaine privilégié où la tendance continentale s'affermit. La saison froide est moins longue et rigoureuse, la saison chaude plus nette, mais sans excès ; les précipitations, plus faibles au total, se concentrent surtout dans cette dernière saison. Il s'agit certes d'un climat original, mais sans grande conséquence sur l'écoulement fluvial.

Le climat océanique du bassin de la Moselle comporte donc des nuances régionales sensibles du fait des conditions orographiques. S'il présente une certaine tendance à la continentalité sur les marges nord-orientales du Plateau Lorrain, son caractère montagnard et froid apparaît dans les Hautes Vosges et les secteurs les plus élevés de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan. Deux saisons climatiques principales s'opposent nettement ; il convient d'en définir maintenant les composantes thermiques et pluviométriques.

II.-Les températures atmosphériques et leur rôle déterminant sur l'écoulement fluvial

La mesure des températures atmosphériques pose des difficultés, moindres il est vrai, que celle des précipitations ; ceci explique néanmoins la disparité des données statistiques disponibles. En France, seules les stations de la Météorologie Nationale sont dotées de thermomètres enregistreurs fort précis. Certaines stations "bénévoles" sont correctement équipées pour ces mesures : thermomètre à maximums et minimums, thermomètre "mouillé", mais elles ne disposent pas toujours d'un personnel qualifié. Les stations climatologiques allemandes, luxembourgeoises et belges semblent connaître les conditions plus favorables d'exploitation.

De plus, il existe un manque de coordination flagrant dans le mode d'établissement des températures journalières. Elles sont souvent exprimées, en France, sous forme de moyennes conventionnelles, soit la moyenne arithmétique Tm des températures extrêmes journalières : température maximale Tx et température minimale Tn, du moins quand plusieurs observations sont effectuées quotidiennement. En Allemagne, les températures journalières correspondent toujours à la température moyenne vraie, moyenne des trois observations de la journée, quelque peu différente de la moyenne

conventionnelle. L'étude comparée des températures à l'échelle du bassin s'en trouve compliquée. Enfin, les stations françaises offrant des indications thermométriques sont peu nombreuses et surtout fort mal réparties. Elles sont situées principalement sur le Plateau Lorrain, alors que l'on ne possède que peu de données valables pour la montagne vosgienne.

Quoi qu'il en soit, l'analyse des températures mensuelles et annuelles normales est intéressante en ce sens qu'elle permet d'esquisser deux saisons thermiques "habituelles", elle ne traduit pourtant qu'imparfaitement la réalité du climat (1). Ce n'est que de l'examen des variations interannuelles des températures et surtout des valeurs extrêmes absolues que ressortira l'originalité de ces deux saisons.

A.- Les températures mensuelles et annuelles normales. Leur intérêt relatif

L'étude des valeurs normales des températures mène logiquement à la distinction de deux saisons thermiques intrinsèquemment différentes, leur durée respective étant d'ailleurs variable suivant les secteurs du bassin. Cette étude soulève toutefois quelques difficultés.

Le choix de deux périodes de référence, retenues parmi bien d'autres et figurant dans le tableau IX, a été guidé par plusieurs impératifs. Ces deux séries, 1891-1930 et 1931-1960, sont les plus longues, les plus homogènes et les plus comparables pour l'ensemble du bassin ; elles intègrent toutes deux des saisons chaudes et froides remarquables. Mais au total, peu de stations disposent d'une longue série d'observations(2). Une comparaison des valeurs des deux périodes choisies est vaine pour la plupart des stations ; nombre d'entre elles ont été déplacées et ont ainsi changé d'altitude. Tout au plus, peut-on discerner une légère augmentation des températures de 1931 à 1960 en quelques stations n'ayant subi aucune modification, comme Bernkastel et Birkenfeld. Il semble difficile d'ailleurs d'en déduire de façon nette le sens de l'oscillation climatique séculaire en cours.

---

(1) Le terme "normal" est pris dans son acception la plus stricte, telle qu'elle a été définie par l'Organisation Météorologique Mondiale. Il s'agit d'une moyenne calculée pour une période de référence comportant au moins 3 décennies et commençant le Ier janvier d'une année dont le millésime se termine par le chiffre I.

(2) Si dans le tableau IX les stations, assez nombreuses au total, ont pu être regroupées suivant les nuances régionales du climat, seules quelques stations significatives ont été présentées par ordre alphabétique dans les tableaux suivants.

TABLEAU IX   TEMPERATURES ATMOSPHERIQUES MENSUELLES ET ANNUELLES NORMALES (°C)

a 1891/1930   b 1931/1960

(1) *Stations pour lesquelles les valeurs normales correspondent à la période 1901/1930*

Stations		Altitude (m)	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Amplitude thermique annuelle
Alsey	a	167	0,4	1,7	4,9	8,5	13,2	16,2	17,7	16,8	13,5	8,9	4,1	1,7	8,7	17,3
	b	173	0,1	1,0	4,9	9,3	13,6	16,8	18,5	17,8	14,6	9,2	4,7	1,1	9,3	18,4
Belfort	a	421	0,3	1,9	5,2	8,7	13,1	16,3	18,3	17,7	14,6	9,8	4,6	1,6	9,3	18,0
	b	422	0,1	1,2	5,9	9,2	13,2	16,5	18,4	18,0	15,1	9,9	4,8	1,2	9,5	18,3
Bernkastel-Kues	a	145	1,5	2,7	5,7	8,7	13,4	16,0	17,6	16,8	13,9	9,6	4,9	2,7	9,4	16,1
	b	145	1,5	2,2	6,0	9,8	14,0	17,1	18,7	17,8	14,9	9,9	5,9	2,5	10,0	17,1
Bitche	a	302	0,2	1,8	4,8	8,4	12,8	15,8	17,7	17,0	14,3	9,6	4,4	1,8	9,0	17,5
Chateau-Salins	a	347	0,0	1,2	4,5	8,0	12,4	15,6	17,4	16,7	13,7	9,1	4,0	1,3	8,7	17,4
Clémency	a (1)	337	0,5	1,2	4,4	7,7	12,6	15,2	16,7	15,9	13,1	8,6	3,6	1,4	8,4	16,2
Colmar-Ville	a	189	1,5	3,1	6,7	10,4	15,0	18,2	20,1	19,2	15,7	10,8	5,5	2,9	10,8	18,2
Commercy	a	249	1,2	2,3	5,3	8,6	13,1	16,1	17,8	17,2	14,2	9,6	4,7	2,7	9,4	16,6
Epinal	a	386	0,8	2,1	5,4	8,6	13,4	16,4	18,1	17,5	14,7	9,6	4,4	1,7	9,4	17,3
Etalle	a (1)	345	0,4	1,0	3,5	6,5	11,3	14,0	15,3	15,1	12,4	8,3	3,5	1,4	7,7	14,9
Gondrexange	a	275	0,8	1,5	4,7	8,3	12,8	15,9	17,7	16,9	13,9	9,2	4,2	1,7	8,9	17,3
Halsdorf	b	300	0,0	0,7	4,4	8,1	12,2	15,2	16,9	16,3	13,5	8,6	4,7	1,3	8,5	16,9
Kaiserslautern	a	244	0,5	1,7	4,6	8,3	13,1	16,2	17,9	16,8	13,4	8,9	4,2	1,8	9,0	17,4
	b	242	0,1	0,9	4,2	8,1	12,6	16,0	17,7	16,8	13,4	8,6	4,5	1,1	8,7	17,6
Koblenz	a	65	1,8	3,1	5,8	9,4	14,2	16,9	18,5	17,8	15,0	10,1	5,7	3,1	10,1	16,7
	b	[illegible]	1,9	2,6	6,1	10,0	14,2	17,4	19,0	18,5	15,5	10,6	[illegible]	3,1	10,5	17,1
Langres M.N.	a	461	0,2	1,5	4,7	8,2	12,8	15,7	17,8	17,4	14,2	9,2	4,1	1,3	8,9	17,6
	b	464	0,3	1,3	5,5	8,7	12,6	15,6	17,7	17,4	14,7	9,7	4,7	1,3	9,1	17,4
Lunéville	a	225	2,0	3,3	6,0	9,6	13,9	16,7	18,4	17,7	14,9	10,4	5,1	2,5	10,0	16,4
Luxembourg-Ville	a	334	0,5	1,7	4,5	7,9	12,3	15,4	17,3	16,5	13,6	8,8	3,9	1,7	8,7	16,8
Lameuil	b	272	0,5	1,5	5,7	8,8	12,8	16,0	17,8	17,5	14,6	9,8	5,1	1,6	9,3	17,3
Metz-Ecluse	a	170	1,4	2,7	5,8	9,0	13,1	16,3	18,2	17,9	14,8	10,0	5,9	2,5	9,7	16,8
-M.N.	b	189	1,2	2,0	6,0	9,6	13,6	16,7	18,6	18,3	15,3	10,1	5,6	2,0	9,9	17,4
Mirecourt	a	294	0,6	2,0	5,2	8,6	13,1	15,9	17,7	17,0	14,2	9,5	4,5	1,9	9,2	17,1
Mulhouse - ville	a	240	0,8	2,2	5,9	9,7	14,1	17,2	19,2	18,5	15,3	10,3	4,9	2,2	10,0	18,6
- M.N.	b	267	0,4	1,7	5,9	9,5	13,5	17,0	18,9	18,5	15,6	10,2	5,3	1,4	9,8	18,5
Nancy - Fac. Sc.	a	221	1,3	2,5	5,6	9,2	13,3	16,2	18,1	17,4	14,6	9,8	4,8	2,4	9,6	16,8
- M.N.	b	231	0,9	1,9	5,8	9,3	13,1	16,4	18,2	17,8	15,0	9,9	5,4	1,9	9,6	17,3
Neufchâteau	a	280	0,5	2,2	5,5	8,8	13,2	16,0	17,7	17,1	14,3	9,5	4,5	2,0	9,3	16,9
Pirmasens	b	397	-0,1	0,9	4,3	8,4	13,0	16,0	17,6	16,9	14,1	9,2	4,4	1,0	8,9	17,7
Saarbrücken	b	205	0,8	1,7	5,4	9,4	13,7	16,8	18,2	17,4	14,4	9,3	5,4	2,0	9,6	17,3
Saint-Dizier M.N.	a	148	1,8	3,1	5,5	9,4	13,9	17,1	19,1	18,5	15,4	10,4	5,3	2,7	10,2	17,3
	b	139	2,1	3,0	[illegible]	9,8	13,6	16,8	18,5	18,0	15,7	10,4	6,3	3,2	10,4	16,4
Saint-Mihiel	a	222	1,2	2,4	5,4	8,4	13,2	16,2	18,0	17,4	14,4	9,7	4,8	2,6	9,5	16,8
St-Nicolas-de-Port	a	210	1,2	2,5	6,2	9,7	14,0	16,8	18,4	17,7	14,9	10,4	5,2	2,7	10,1	16,2
Sarreguemines	a	204	1,0	2,2	5,5	9,1	13,6	16,6	18,2	17,3	14,4	9,7	4,9	1,9	9,6	17,2
Strasbourg-I.P.G	a	141	0,7	2,3	6,1	9,8	14,3	17,4	19,0	18,3	15,0	10,0	4,8	2,0	10,0	18,3
-M.N.	b	151	0,6	1,8	6,1	10,0	14,0	17,2	19,1	18,6	15,5	10,1	5,2	1,5	10,0	18,5
Thionville	a	157	1,4	2,7	5,9	9,2	13,2	16,2	18,3	17,6	14,7	9,8	4,9	2,6	9,7	16,9
Toul	a	213	0,7	1,9	4,8	8,2	12,3	15,2	17,3	16,7	14,0	9,2	4,3	1,9	8,9	16,6
Trier -Stadt	a	146	1,3	2,3	5,1	8,6	13,3	16,1	17,7	16,7	13,6	9,2	4,5	2,4	9,2	16,4
	b	145	1,2	1,9	5,7	9,5	13,8	16,9	18,6	17,8	14,7	9,7	5,6	2,2	9,8	17,4
Von der Heydt	a	284	0,7	1,7	4,8	8,5	12,9	15,8	17,4	16,4	13,5	9,0	4,3	1,8	8,9	16,7

NUANCE OCEANIQUE DE TRANSITION ET A TENDANCE CONTINENTALE

Stations		Altitude (m)	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Amplitude thermique annuelle
Ballon de Servance	a	[illegible]	-2,5	-2,1	-0,1	3,1	7,9	10,9	12,9	12,4	10,0	6,0	1,5	-1,3	4,9	15,5
Bastogne	a (1)	520	0,0	0,8	3,2	5,8	11,9	13,4	15,4	14,2	11,3	7,4	2,7	0,7	7,1	15,4
Birkenfeld	a	394	-0,4	0,3	3,3	6,9	11,4	[illegible]	[illegible]	15,1	12,0	7,4	2,9	0,4	7,5	[illegible]
	b	394	-1,0	-0,2	3,5	7,2	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Bitburg	a	335	0,0	1,1	4,1	7,7	12,4	15,0	[illegible]	[illegible]	12,9	8,2	[illegible]	1,1	8,2	[illegible]
Blankenrath	a	382	-0,5	0,3	3,2	6,5	10,8	14,1	15,3	14,9	12,5	7,5	2,9	0,4	7,7	15,8
	b	382	-0,7	0,0	3,8	7,5	11,3	14,9	16,5	[illegible]	13,1	8,2	3,9	0,4	8,0	[illegible]
Houffalize	a (1)	330	0,2	0,3	3,0	6,0	11,7	13,9	15,6	14,7	11,7	7,1	2,9	1,0	7,7	[illegible]
Libramont	a (1)	490	0,0	0,2	3,3	6,1	11,0	14,2	15,5	15,2	12,2	8,2	2,4	0,7	7,5	15,5
Nürburg	b	626	-1,6	-0,9	2,6	6,0	10,5	13,5	15,2	15,0	12,3	7,3	2,9	0,4	6,9	[illegible]
Lammerchamp	a	474	0,1	1,4	4,8	8,0	12,9	15,5	[illegible]	[illegible]	[illegible]	9,7	4,0	1,1	[illegible]	[illegible]
Schneifelforsthaus	a	657	-1,5	-1,0	1,5	4,7	9,5	12,7	14,0	13,4	10,7	6,5	1,9	-0,7	5,9	15,5
	b	657	-1,7	-1,2	2,4	5,6	9,9	13,0	14,4	14,3	11,6	7,0	2,7	-0,3	5,5	16,1

NUANCE OCEANIQUE FROIDE

1.- Deux saisons thermiques nettement différenciées.

Malgré sa nature foncièrement océanique, le climat du bassin se définit, du point de vue thermique, par l'existence de deux saisons bien tranchées. Leurs caractères généraux peuvent être précisés grâce aux valeurs normales des températures, mais grâce aussi aux durées moyennes d'insolation.

On peut inclure généralement dans la saison chaude les mois de mai à octobre, pour lesquels les températures moyennes mensuelles sont sensiblement égales ou supérieures à 10°. A cet égard, octobre et également avril sont des mois de transition ; si la coupure entre octobre et novembre est marquée, elle demeure plus incertaine entre avril et mai. La température mensuelle maximale se situe en juillet pour toutes les stations, par suite de facteurs cosmiques bien connus. Les mois de saison froide, de novembre à mars-avril, comportent des températures mensuelles toujours inférieures à 10° et le plus souvent à 5°, le minimum se plaçant en janvier. La longueur assez remarquable de cette dernière saison, tient en partie à la situation géographique du bassin sur la marge orientale du domaine océanique.

Les variations saisonnières des températures atmosphériques sont influencées directement, compte tenu des températures du sol et de la nébulosité, par l'intensité du rayonnement solaire. Aussi, les données relatives à l'insolation confirment-elles en partie notre première analyse. La durée d'insolation est fonction de la durée du jour, de l'état du ciel, de la nébulosité, donc des types de temps et de la situation topographique particulièrement des stations de mesure. On se doit d'utiliser avec précaution les valeurs de la durée moyenne d'insolation (tableau X). En effet, bien des stations françaises relevant directement de la Météorologie Nationale sont peu significatives, car elles sont installées à proximité d'agglomérations urbaines. Cette importance de la localisation apparaît plus nettement encore si l'on compare deux stations, très proches, celle de Sarrebrück soumise aux brouillards fréquents de la vallée de la Sarre et aux fumées d'usines et celle de Bérus particulièrement bien exposée (W. Sorg, 1963).

A ces réserves près, quatre mois de saison chaude, de juin à août, comptent chacun en moyenne plus de 200 heures d'insolation, avec un maximum en juillet. De novembre à février, au coeur de la saison froide, la durée moyenne mensuelle d'ensoleillement n'excède jamais 100 heures, elle est minimale en décembre avec moins de 50 heures. Les mois de transition sont moyennement ensoleillés, de 100 à 200 heures, mais on note une nette supériorité de mars et surtout d'avril sur septembre et octobre ; elle tient à une circulation atmosphérique généralement moins perturbée au cours des deux premiers mois. Il n'est pas sans intérêt de signaler un accroissement sensible de l'insolation annuelle du Nord au Sud du Plateau Lorrain, ainsi que l'avait déjà noté A. Godard (1951).

TABLEAU X

DUREE MOYENNE D'INSOLATION (en heures)
1946 - 1960

STATIONS	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Bar-le-Duc-Loxeville M.N.	59	70	152	187	229	220	231	213	166	120	57	47	1771
Belfort M.N.	(72)	(85)	(165)	(180)	(220)	230	260	240	190	140	(85)	(52)	1897
Berus (1)	57	92	155	208	256	228	248	228	189	124	52	41	1861
Langres M.N.	64	91	176	194	234	(233)	(250)	(224)	(186)	145	56	43	1898
Luxembourg-Ville	48	66	141	180	209	199	213	190	149	107	31	27	1560
Luxeuil M.N.	63	87	177	189	229	(225)	(238)	(219)	(179)	139	70	49	1864
Saarbrücken-St Arnual (2)	46	79	150	176	220	212	222	212	169	118	49	34	1687
Nancy M.N.	48	70	149	180	218	(212)	234	212	169	123	52	35	1702
Strasbourg M.N.	49	65	146	180	206	(213)	(235)	215	168	121	47	36	1653

d'après R. ARLERY et W. SORG

(1) Période 1951-60
(2) Période 1948-1961

2.-Nuances régionales du régime thermique

Le régime thermique, qui peut donc se ramener à l'opposition de deux saisons majeures, connaît des nuances régionales à l'échelle du bassin de la Moselle. Celles-ci tiennent aux températures moyennes annuelles, aux amplitudes thermiques des moyennes mensuelles extrêmes et aux longueurs respectives des deux saisons.

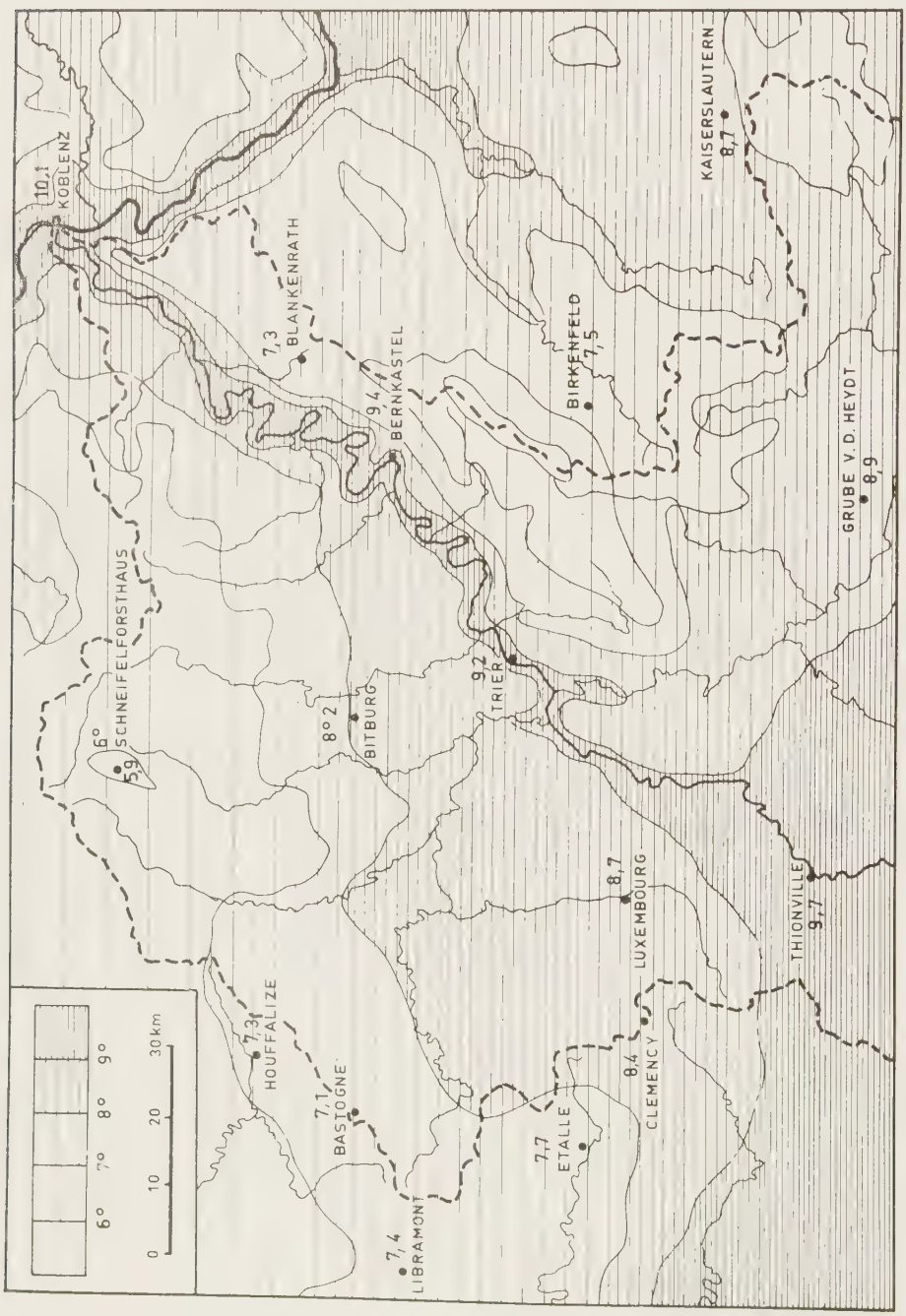
Dans les moyennes montagnes, les températures moyennes annuelles sont voisines de 6 à 7°, elles n'atteignent que rarement 8°. Elles n'excèdent pas 5 à 6° dans les secteurs les plus élevés du Hunsrück et de l'Eifel, le gradient thermique annuel étant de l'ordre de 0,6°/100 m (fig. 16). La vallée de la Moselle inférieure s'individualise nettement par rapport à son environnement montagneux par ses températures plus fortes. Sur les hautes Vosges, les valeurs sont encore plus faibles : 4,9° au Ballon de Servance, 3,4° au Hohneck (J.P. Rothé et A. Herrenschneider, 1963). Elles sont en tous points comparables à celles de certains sommets du Massif Central : 4,5° au Puy de Dôme (P. Estienne, 1956) ou de massifs montagneux plus proches : 2,8° au Feldberg en Forêt Noire (M. Manig et H. Schirmer, 1961), 4,7° au Grand Feldberg et 4,8° au Kalher Asten dans le Taunus (F. Tichy, 1951). Ces températures particulièrement basses ne sont caractéristiques en fait que de secteurs limités des bassins supérieurs de cours d'eau tels que la Moselle, la Moselotte, la Vologne, l'Our et la Kyll.

Dans ce milieu montagnard froid, l'amplitude thermique annuelle constitue un critère certain de la nuance océanique du climat. Elle est faible et reste généralement inférieure à 16° en nombre de stations. Les écarts enregistrés tant dans le Massif Schisteux Rhénan et l'Ardenne (15,5° et 16,1° à Schneifelforsthaus, 15,4° à Bastogne) que dans les Hautes Vosges (14,2° au Hohneck, 15,5° au Ballon de Servance) sont semblables à ceux des sommets de l'Auvergne (15° au Puy de Dôme), de la Forêt Noire (14,6° au Feldberg) et du Taunus (15,4° au Kahler Asten).

Autre trait du régime thermique des moyennes montagnes océaniques, l'inégale durée des deux saisons. La saison froide est la plus longue, elle s'étend, du moins pour les régions sommitales, d'octobre à mai, soit sur près de 8 mois. La saison chaude réduite à 4 ou 5 mois au plus est fraîche par rapport aux régions de plateaux voisines.

Sur le Plateau Lorrain, le régime thermique présente des traits sensiblement différents. Les températures moyennes annuelles

FIG.16 TEMPERATURES ANNUELLES NORMALES DU BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE (1891-1930)
(d'après Klima-Atlas von Rheinland-Pfalz)



varient de 9 à 10° suivant les stations, si bien que l'on peut admettre, à l'exception de quelques secteurs véritablement montagnards, une température moyenne de l'ordre de 9,5° pour l'ensemble du bassin de la Moselle.

L'amplitude thermique annuelle s'accroît régulièrement d'Ouest en Est ; elle est d'au moins 16° sur la majeure partie du Plateau Lorrain soumise au climat océanique de transition, elle dépasse 17° sur ses marges orientales où la tendance à la continentalité s'affirme nettement, ainsi que dans la partie méridionale du bassin au contact du massif vosgien ; elle atteint d'ailleurs plus de 18° dans la plaine bado-alsacienne (fig. 17).

Les deux saisons thermiques coïncident avec les limites définies précédemment, elles s'équilibrent beaucoup plus qu'en montagne. On peut donc admettre que pour la quasi totalité du bassin, la saison froide et la saison chaude s'étendent sur environ 6 mois, respectivement de novembre à mars-avril et d'avril-mai à octobre.

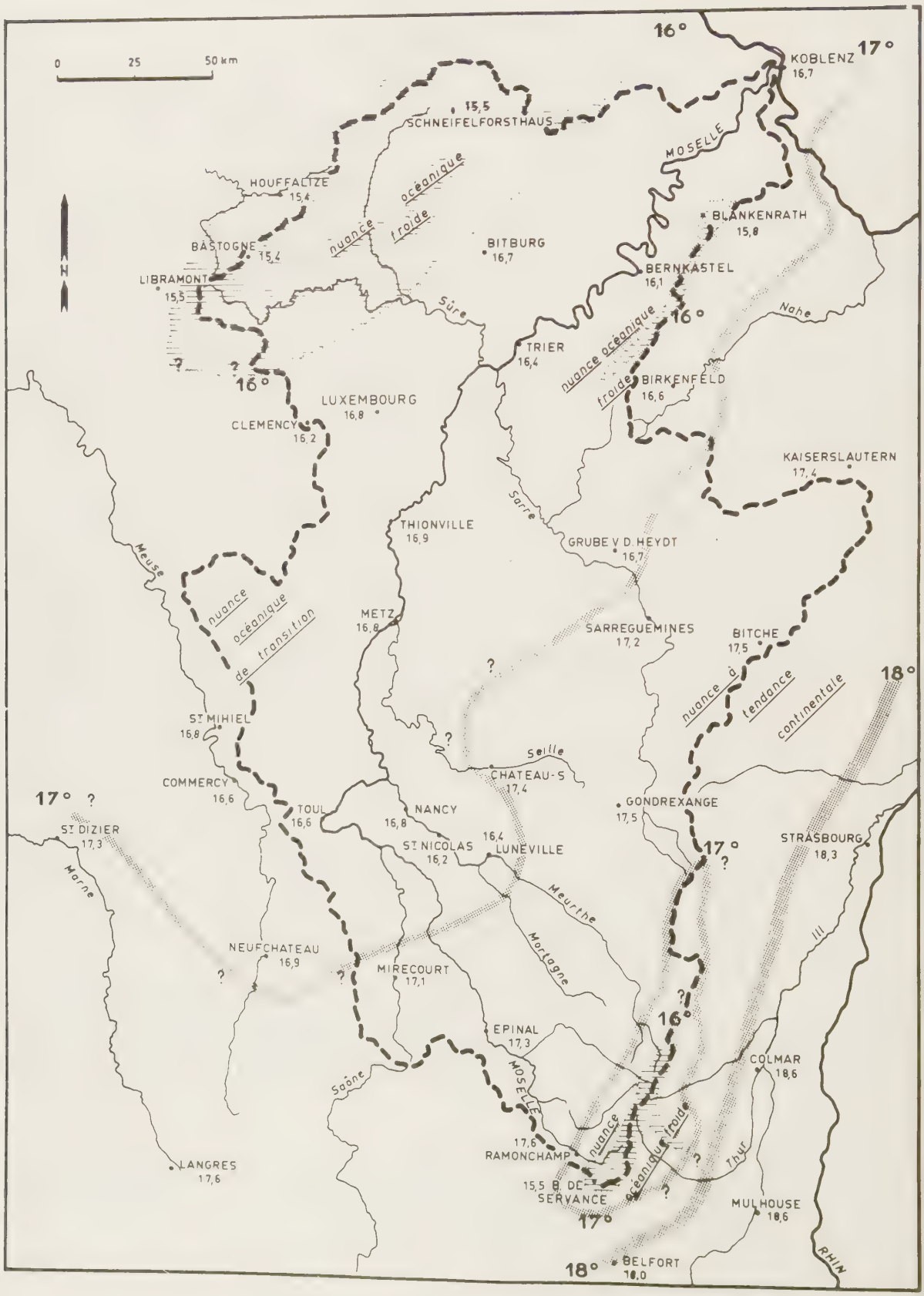
L'étude des variations saisonnières des températures atmosphériques n'a donc permis qu'une simple approche, fort intéressante toutefois, de la notion essentielle de saisons climatiques et par là même hydrologiques. En effet, dans un bassin à dominante océanique comme celui de la Moselle, le régime thermique a beaucoup plus d'influence sur l'écoulement fluvial que le régime pluviométrique. Les variations saisonnières des températures régissent directement celles de l'évapotranspiration, donc du déficit d'écoulement, de pair avec bien d'autres facteurs météorologiques, tels l'insolation déjà évoquée, le déficit hygrométrique, les précipitations, la vitesse et la turbulence du vent, la pression barométrique et les facteurs biogéographiques (G. Réméniéras, 1960b). En saison chaude, l'évapotranspiration est maximale, elle réduit considérablement l'écoulement superficiel et souterrain ; elle est minimale en saison froide et, de ce fait, facilite une accumulation en eaux souterraines limitée, il est vrai, de même qu'une rétention nivale non négligeable en moyenne montagne. Malgré l'emploi de formules judicieuses, aucune corrélation parfaite n'a encore pu être établie entre les valeurs des températures et ce phénomène capital pour l'hydrologie de surface (1). Cette carence se fera gravement sentir dans l'évaluation des bilans de l'écoulement.

L'opposition capitale entre deux saisons thermiques "habituelles" déduite des valeurs normales des températures mensuelles et annuelles ne saurait faire oublier leur irrégularité fondamentale, tant en ce qui concerne leur durée que leurs caractères thermiques propres.

---

(1) En ce sens, une connaissance approfondie des moyennes mensuelles et annuelles des températures maximales serait souhaitable, mais l'on ne possède que peu de données à cet égard.

FIG.17 AMPLITUDE THERMIQUE NORMALE DES MOYENNES MENSUELLES EXTREMES (1891 - 1930)



B.- Les températures mensuelles et annuelles particulières. L'importance des variations interannuelles des températures

Les valeurs particulières des températures mensuelles et annuelles contribuent à souligner la variabilité thermique propre au milieu océanique en toutes saisons ; elles reflètent ainsi l'instabilité foncière des types de temps que masquaient les valeurs normales.

Pour ce faire, il peut sembler séduisant, à priori de définir l'écart des températures moyennes de chacun des 6 mois de saison chaude et de saison froide ou même de la température moyenne globale de chacune de ces deux saisons par rapport aux valeurs normales correspondantes (J. Godfrin, 1965). Une telle démarche est en fait contestable, ces dernières valeurs étant par définition quelque peu arbitraires. A la suite de P. Estienne (1956), il paraît préférable de déterminer l'écart entre les valeurs maximales et minimales des températures moyennes mensuelles et annuelles, soit l'écart dit de variabilité maximale.

Le tableau XI regroupe ces valeurs maximales et minimales pour quelques stations du bassin au cours de périodes différentes, ce qui interdit évidemment toute comparaison précise entre stations. Les écarts de variabilité maximale sont faciles à déduire de ces valeurs extrêmes.

Que ce soit dans le Massif Schisteux Rhénan, sur le Plateau Lorrain ou sur ses marges septentrionales, les plus grands écarts sont réalisés en saison froide, en décembre, en janvier et en février, comme l'avait déjà montré P. Estienne pour le Massif Central. Ils atteignent des valeurs généralement supérieures à 10° et parfois même à 15°. Les amplitudes de saison chaude sont inférieures, elles varient de 4° à 10° au plus. Les écarts des températures moyennes annuelles particulières sont certes moins marqués, mais non négligeables, ils sont de l'ordre de 2 à 4°.

De ces observations volontairement limitées se dégagent des conclusions pleines d'intérêt pour l'hydrologie fluviale. L'alternance de saisons ou plus exactement de périodes de froid très intense et de saisons froides relativement douces est fait courant en milieu océanique. Le mois de février en offre un exemple frappant à Nancy : - 9,3° en 1956 et 6,1° en 1957. De même, des saisons chaudes particulièrement fraîches peuvent succéder à des saisons mémorables par leur chaleur ; à Metz, le mois de juillet atteignit 21,1° en 1921 contre 16° l'année suivante.

Cette grande variabilité interannuelle des caractères thermiques de la saison chaude et de la saison froide a des répercussions directes sur l'évapotranspiration et la rétention nivale, donc sur l'écoulement fluvial ; elle ressort encore plus clairement de l'analyse de certaines valeurs extrêmes absolues.

TABLEAU [illegible]

VALEURS MAXIMALES (M) et MINIMALES (m)
DES TEMPERATURES ATMOSPHERIQUES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES (°C)

Stations		Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Période de référence
Birkenfeld	M	3,6	5,4	6,1	10,5	15,0	17,1	19,4	18,3	15,2	11,4	7,1	5,6	9,0	1962
	m	-4,3	-3,0	-1,0	2,4	7,1	10,2	12,5	12,2	8,0	4,2	-1,4	-3,0	3,3	-1930
Epinal	M	5,4	4,8	8,9	11,4	16,1	19,7	21,7	20,3	18,3	13,8	8,9	6,3	10,4	1921
	m	-3,0	-4,4	2,9	5,3	10,3	14,0	15,1	15,1	10,4	8,5	2,0	-4,1	3,4	-1940
Kaiserslautern	M	5,4	7,3	7,4	10,9	15,6	19,7	21,4	20,6	17,2	12,2	8,3	5,8	10,2	1961
	m	-6,5	-8,1	-0,7	5,2	9,5	12,4	14,6	14,2	9,6	4,5	0,5	-5,0	7,0	-1930
Luxembourg-ville	M	5,8	6,3	8,1	14,1	19,3	21,9	23,7	21,2	19,0	13,9	8,6	7,6	11,5	1908
	m	-6,5	-5,5	0,8	4,4	8,2	12,5	14,1	11,1	10,2	4,5	0,0	-4,4	6,9	-1949
Metz M.N.	M	5,1	7,6	8,8	12,2	15,9	19,5	21,1	21,4	18,7	11,9	8,5	6,2	11,0	1921
	m	-6,3	-4,8	3,3	6,6	11,4	12,8	16,0	16,3	12,1	6,6	0,7	-2,4	8,8	-1950
Nancy M.N.	M	5,1	6,1	8,4	11,4	15,5	18,8	20,6	21,0	17,6	12,4	8,4	6,2	10,4	1931
	m	6,4	-9,3	1,8	6,3	10,0	14,0	16,4	15,0	11,7	7,2	3,2	-1,2	8,1	-1960
Schneifelforsthaus	M	2,2	4,2	4,4	9,7	13,3	16,0	17,5	17,4	14,7	11,5	5,1	2,5	7,5	1888
	m	-6,0	-8,2	-1,8	1,1	5,4	8,4	10,8	10,5	6,9	2,3	-1,4	-6,5	5,9	-1930
Trier-Stadt	M	5,8	7,4	8,3	13,1	18,0	20,7	21,7	20,5	17,5	12,6	9,6	7,6	11,1	1851
	m	-4,2	-5,5	0,5	5,5	10,3	12,5	14,6	14,3	10,0	5,8	0,0	-8,0	8,3	-1930

C.-Les températures extrêmes absolues. Leur signification hydrologique

Les valeurs extrêmes absolues des températures ne font généralement pas l'objet d'étude approfondie de la part des climatologues. Or, ce sont elles qui se révèlent en définitive les plus expressives dans notre optique hydrométéorologique, à la fois pour cerner de façon plus précise les limites des deux saisons thermiques moyennes et pour dégager les saisons chaudes et froides remarquables. Les valeurs maximales absolues, se rapportant à la saison chaude permettent de distinguer des jours d'été, de grande chaleur et de très grande chaleur ; de leur côté, les températures minimales de saison froide caractérisent les jours de gelée, sans dégel, de froid et de grand froid. Le manque d'homogénéité dans les méthodes de mesure de ces températures rend délicate l'utilisation d'une documentation par ailleurs assez disparate (1).

1.-Température absolues caractéristiques de saison chaude. Les étés remarquables.

A partir de certaines valeurs maximales absolues enregistrées lors de la saison chaude, les hydrométéorologues, allemands surtout, distinguent des types de jours caractéristiques de cette saison qu'il convient de définir avec précision. Les jours d'été ou Sommertage ont une température maximale Tx égale ou supérieure à 25°. Durant les jours de grande chaleur ou heisse Tage et les jours de très grande chaleur, celle-ci atteint ou dépasse respectivement 30 à 35° (2).

L'analyse du nombre moyen de jours d'été corrobore parfaitement notre délimitation de la saison chaude. Quelles que soient les stations et les périodes de référence, les jours d'été se regroupent sur 5 mois de mai à septembre, avec un net maximum ici encore en juillet (tableau XII). Les deux mois de transition avril et octobre, ne comportent qu'une proportion infime de ces jours. Le nombre moyen de jours d'été, généralement plus élevé de 1931 à 1960, s'explique aisément par la grande fréquence de saisons chaudes remarquables au cours de la période.

---

(1) Il n'y a pas de certitude que les observations relatives au gel sont effectuées systématiquement sous abri dans toutes les stations ; les mesures au sol fournissent des températures nettement inférieures.

(2) J. Sanson utilise les termes de jour de forte chaleur et de très forte chaleur (1945).

TABLEAU XII

NOMBRE MOYEN DE JOURS D'ETE (T x $\geqslant$ 25°)
a - 1891-1930
b - 1931-1960

Stations	A	M	J	Jt	A	S	O	Total annuel
BASTOGNE a (1)	.	2,3	4,0	8,0	5,1	2,0	.	22,4
BERNKASTEL a	0,2	4,6	6,6	9,9	7,4	3,3	0,3	32,3
b	0,9	4,2	10,1	13,4	12,2	6,2	0,3	47,3
BIRKENFELD a	0,1	2,5	5,7	8,9	6,2	2,2	.	25,0
ETALLE a (1)	0,2	3,7	5,5	9,1	6,2	2,6	.	28,3
HOUFFALIZE a (1)	0,2	3,6	6,4	9,6	6,8	2,4	.	29,0
KAISERSLAUTERN a	0,1	3,5	7,6	11,0	7,2	2,4	.	31,8
KOBLENZ a	0,1	5,0	7,4	10,9	8,6	2,8	.	34,8
b	0,6	3,6	9,8	13,0	11,7	4,1	0,3	42,6
LIBRAMONT a (1)	0,1	2,1	4,4	7,9	4,9	1,8	.	21,2
NANCY M.N. b	0,5	3,2	8,2	11,0	10,2	4,9	0,1	38,1
SCHNEIFELFORSTHAUS a	0,1	0,9	2,2	3,9	2,4	1,1	.	10,6
b	0,1	0,6	2,2	2,6	2,4	0,4	.	8,3
TRIER - STADT a	0,2	4,3	8,7	12,2	9,2	3,7	0,3	39,2
b	0,7	3,1	8,8	12,4	11,1	5,7	0,1	41,9
VON DER HEYDT a	.	3,0	7,1	9,2	6,2	2,1	.	27,6

(1) Valeurs correspondant à la période 1901-1930

En un sens, les jours de grande chaleur sont encore plus significatifs de la saison chaude, ils sont strictement limités aux mois de mai à septembre. Leur total annuel est évidemment plus faible, il atteint au plus 2 ou 3 dans les régions de montagne et 6 à 7 dans les régions des plateaux.

Mais une différenciation régionale plus précise peut être établie en ce qui concerne les jours d été. Bien que l on ne possède aucune donnée valable pour la montagne vosgienne, il semble que dans sa partie sommitale le total moyen annuel des jours d'été doive être très modeste, du même ordre de grandeur qu'en Forêt Noire : 0,3 au Feldberg (M. Manig et H. Schirmer, 1961). Les variations de ce total annuel en fonction de l altitude sont par contre mieux connues dans le bassin inférieur de la Moselle (1). Dans les secteurs les plus élevés de l'Ardenne, de l'Eifel et du Hunsrück, ce nombre n'excède pas 10, tout comme dans le Taunus voisin : 3,4 au Grand Feldberg (F. Tichy, 1951) ; par contre, les vallées inférieures de la Moselle et de la Sarre connaissent une saison chaude plus marquée avec 30 à 40 jours d'été en moyenne (fig. 18). Des valeurs similaires se retrouvent sur l'ensemble du Plateau Lorrain, donc dans la majeure partie du bassin de la Moselle.

C'est par un recensement systématique des températures maximales absolues que l'on réussit le mieux à circonscrire les saisons chaudes remarquables (R. Frecaut, 1969). Si certains étés sont frais, sans nombreux maximums supérieurs à 25° et surtout à 30 ou à 35°, d'autres sont exceptionnellement chauds.

Il n'est pas question de rappeler toutes les saisons chaudes remarquables, fort bien signalées d'ailleurs par les multiples chroniques et textes anciens. Des relevés exhaustifs des grands étés ont été établis par J. Sanson (1945) pour la France depuis le XIIe siècle et par E. Lahr (1950) pour le Luxembourg de 1833 à 1900. Certaines saisons chaudes du XIXe siècle et du début du XXe siècle doivent, pourtant, être mentionnées : 1818, 1822, 1842, 1857 et 1858, 1871, 1876, 1885, 1893, 1895, 1911. Malgré l'insuffisance de la documentation, cinq étés exceptionnels peuvent retenir l'attention depuis le début de ce siècle : 1921, 1947, 1949, 1959, 1964.

La saison chaude de 1947 apparaît comme la plus remarquable tant par son total élevé de jours d'été que par le nombre important de jours de grande chaleur (tableau XIII). A Bernkastel par exemple on a relevé pas moins de 93 jours d'été se répartissant presque exclusivement de mai à septembre ;

---

(1) L'influence du relief sur l'importance numérique des jours d'été a été fort bien mise en valeur par W. Sorg en Sarre (1963).

TABLEAU XIII SAISONS CHAUDES REMARQUABLES.

NOMBRE DE JOURS D'ETE (Tx ⩾ 25°) (1)

Stations	A	M	J	Jt	A	S	O	Total annuel
1921								
Bernkastel	.	5	10	23	13	4	5	60
Koblenz	.	8	3	22	15	4	.	57
Luxembourg-ville	.	3	14	22	14	6	4	63
Nancy M.N.	.	3	11 (3)	22 (18)	14 (6)	4 (1)	.	54 (28)
Schneifelforsthaus	.	.	2	14	2	1	.	19
Strasbourg I.P.G.	.	7	13	23	13	1	.	57
Trier-Stadt	.	8	13 (1)	23 (14)	19 (4)	8	10	81 (19)
1947								
Bernkastel	.	12	14	21	25	17	4	93
Blankenrath	.	4	9	16	17	10	.	56
Deuselbach	.	3	9	17	16	10	.	55
Luxembourg-ville	.	9	12	16	22	13	.	72
Nancy M.N.	1	12 (1)	12 (3)	16 (11)	21 (11)	15 (8)	2	79 (39)
NÜrburg	.	1	9	13	13	9	.	45
Prüm	.	4	9	12	13	10	.	48
Strasbourg M.N.	3	11	14	17	22	19	2	88
Trier-Stadt	2	13	14	21	24	17	1	92
1949								
Bernkastel	5	3	7 (1)	24 (10)	18 (5)	18 (7)	.	75 (23)
Birkenfeld	.	.	5	17 (2)	9	8 (3)	.	39 (5)
Blankenrath	2	.	1	14 (1)	9	7 (1)	.	33 (2)
Kaiserslautern	.	.	5	17 (3)	10	8 (3)	.	40 (6)
Luxembourg-ville	3	.	5	20	19	9	.	56
Nancy M.N.	5	.	7	23 (7)	12 (4)	12 (3)	.	59 (14)
NÜrburg	2	.	.	7 (1)	4	7 (1)	.	20 (2)
Pirmasens	2	.	5	20 (4)	11 (2)	12 (3)	.	50 (9)
Saarbrücken-St Arnuald	3	.	7	24	13	14	.	61
St Wendel-Hof	2	.	5	16	9	8	.	40
Strasbourg M. N.	7	2	8	25	19	12	.	73

TABLEAU XIII SAISONS CHAUDES REMARQUABLES

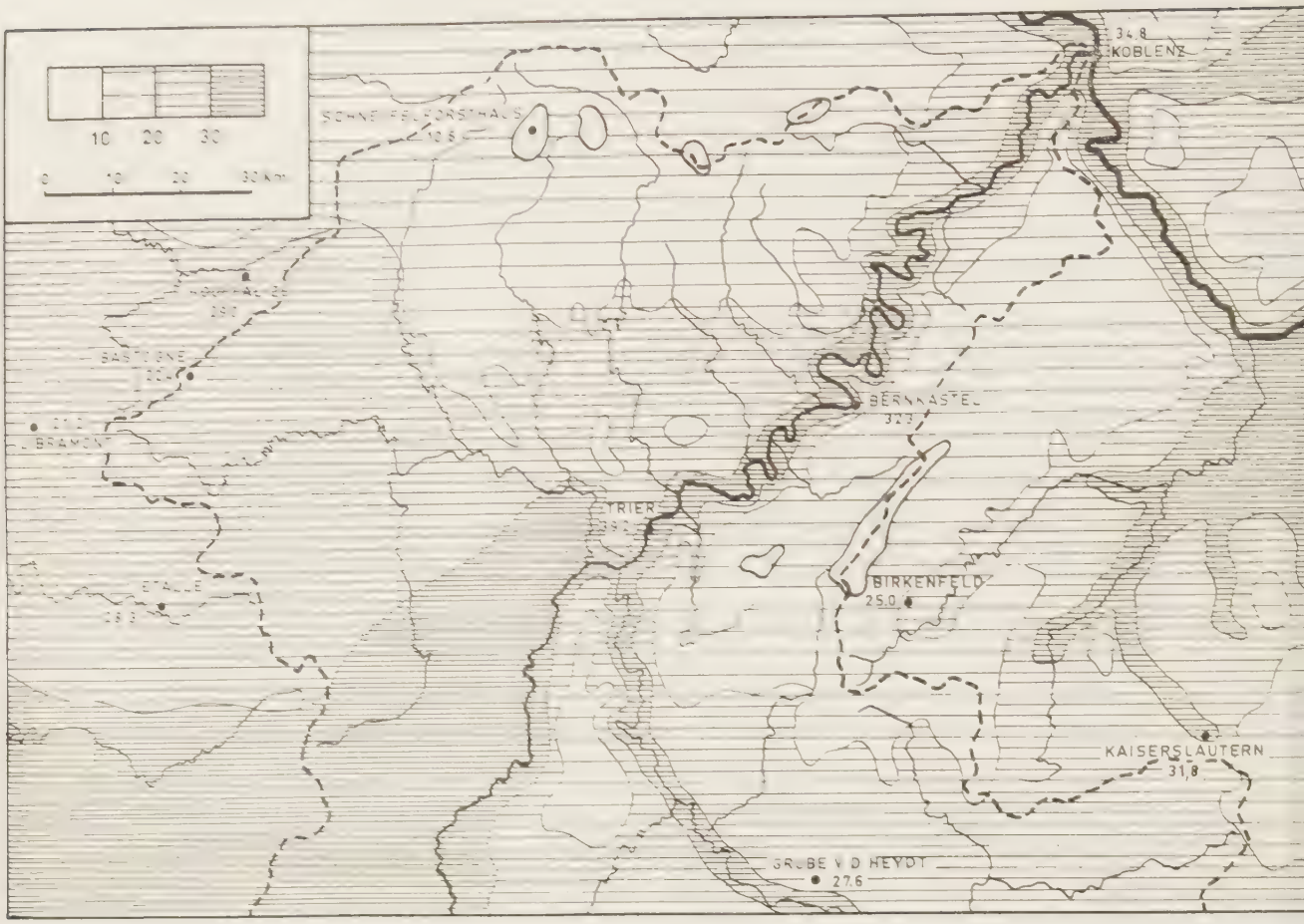
NOMBRE DE JOURS D'ETE (Tx ⩾ 25°) (1)

(suite)

Stations	A	M	J	Jt	A	S	O	Total annuel
Trier-Stadt	4	1	6	21	16	15	.	63
1959								
Blankenrath	.	1	7	19	10	3	.	40
Clervaux	.	.	3	15 (1)	3	2	.	23 (1)
Deuselbach	.	.	3	18	6	4	.	31
Echternach	.	4	7	22 (11)	13	5	.	51 (11)
Kaiserslautern	1	3	14	23	14	7	.	62
Koblenz	.	3	13	25	15	9	.	65
Luxembourg-ville	.	2	5	17 (4)	10	4	.	38 (4)
Nancy M.N.	.	2	10	22 (8)	13	12	.	59 (8)
NÜrburg	.	.	.	10	3	2	.	15
Pirmasens	1	3	14	25	14	8	.	65
Saarbrücken St Arnuald	1	3	11	23	13	7	.	58
Schneifelforsthaus	.	.	2	8	3	2	.	15
Strasbourg M.N.	1	6	11	24	14	13	.	69
Trier-Stadt	1	7	13	24	15	14	1	75
1964								
Clervaux	.	.	2	8 (2)	5 (1)	1	.	16 (3)
Echternach	.	4	10 (2)	14 (8)	7 (4)	5	.	40 (14)
Colmar M.N.	.	6	15 (2)	22 (11)	12 (6)	8	.	63 (19)
Luxembourg-ville	.	2	8	14 (4)	5 (3)	2	.	31 (7)
Luxeuil M.N.	.	5	13 (2)	23 (11)	13 (6)	8 (1)	.	62 (20)
Metz M.N.	.	5	13 (2)	20 (9)	10 (5)	6 (1)	.	54 (17)
Mulhouse M.N.	1	6	12 (2)	22 (11)	13 (5)	9	.	63 (18)
Nancy M.N.	.	6	13 (2)	19 (9)	10 (5)	5	.	53 (16)
Phalsbourg M.N.	.	7	15 (7)	9 (3)	4	.	.	35 (10)
Strasbourg M.N.	1	5	14 (2)	22 (11)	12 (6)	7 (1)	.	61 (20)

(1) le nombre de jours de grande chaleur (Tx ⩾ 30°) est indiqué entre parenthèses.

FIG.18 NOMBRE MOYEN ANNUEL DES JOURS D'ETE (Tx ⩾ 25°)
BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE (1891-1930)



le mois d'août, le plus torride, en a compté 25 à lui seul. Des températures supérieures à 30° et 35° ont été enregistrées au cours de l'été 1947 respectivement 35 et 5 fois à Nancy, 39 et 3 fois à Metz, 31 à 3 fois à Saint-Nicolas de Port. De plus, nombre de températures maximales absolues du siècle ont été atteintes le 27 juillet 1947 : 38° à Trèves, 37° à Metz, 36.3° à Luxembourg, 35° à Blankenrath, 34,5° à Deuselbach, 38,5° à Prüm (1).

Les saisons chaudes 1921, 1949, 1959 et 1964 offrent des caractéristiques assez proches, mais variables d'une station à l'autre ; en montagne, l'altitude tempère singulièrement cette chaleur accablante. Les jours d'été se regroupent là encore en 5 mois, de mai à septembre, et secondairement en octobre et en avril. Comme en 1947, ces saisons chaudes frappent par leur relative homogénéité thermique et surtout par leur longueur remarquable.

Ce sont des types de temps bien particuliers, dont la durée exceptionnelle pour le domaine océanique doit être soulignée, qui déterminent

(1) C'est au cours de l'année 1947 que l'on a noté les plus longues durées annuelles d'ensoleillement connues, soit 2.041 heures à Luxembourg, 2.054 heures à Sarrebrück. Le maximum d'août en cette dernière station a été de 307 heures.

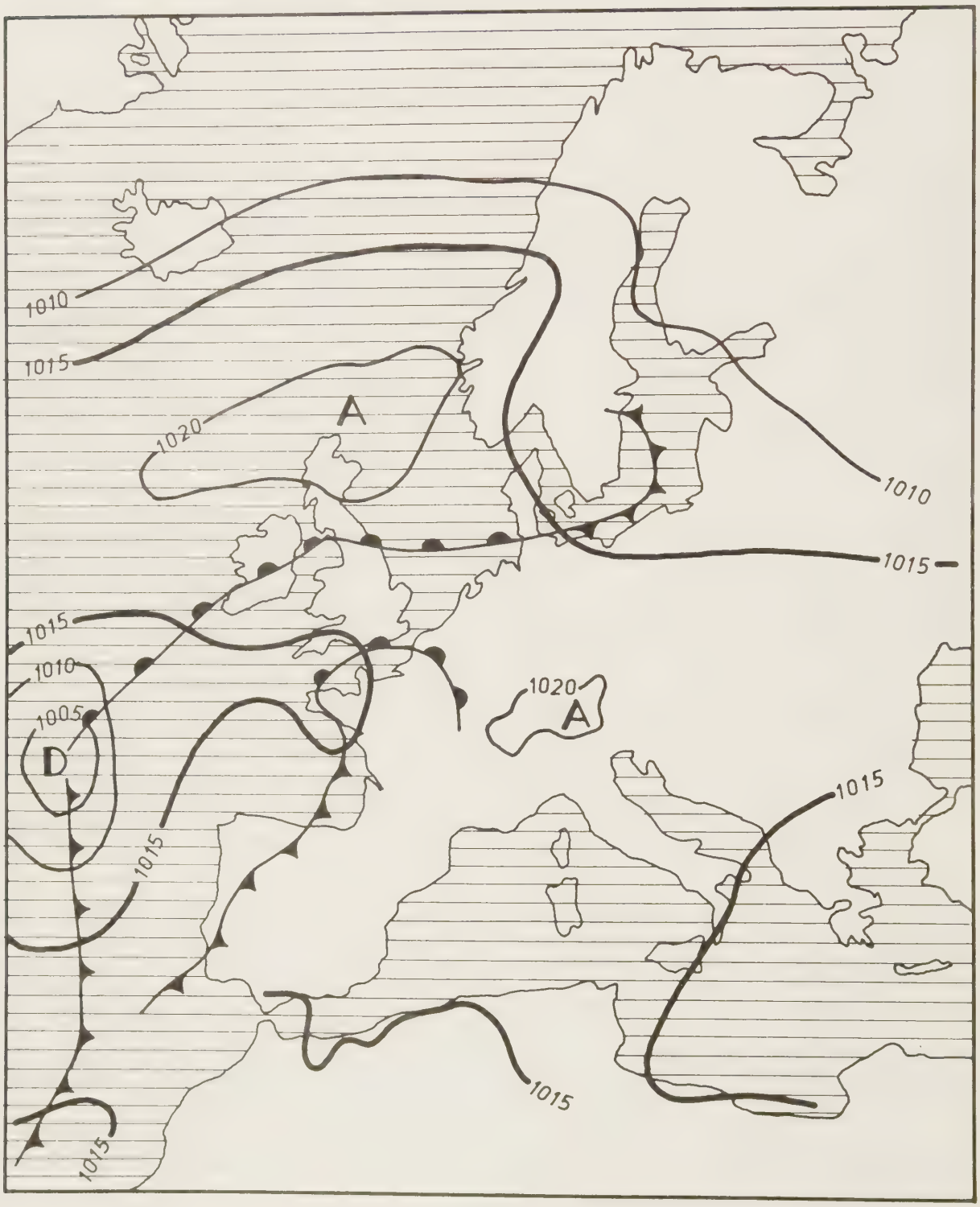
de tels étés. Il ne s'agit nullement d'une stabilité effective pendant la saison chaude toute entière ; certains types de temps peuvent s'installer à plusieurs reprises au cours d'un même été, à raison de périodes dépassant parfois 10 à 15 jours, interrompues par l'arrivée de masses d'air océaniques, qui n'altèrent que passagèrement la situation thermique et pluviométrique.

Dans son analyse des types de temps correspondant aux jours de grande chaleur, mais pas nécessairement aux saisons chaudes remarquables, dans le Nord-Est de la France au cours de la période 1945-1960, M. Blanchard (1961) a pu dégager deux groupes principaux : les types anticycloniques largement prédominants (87,7 %) et les types cycloniques (12,3 %). Les perturbations de Sud-Ouest entraînent souvent des orages et un rafraîchissement des températures, mais elles sont souvent fort affaiblies lorsqu'elles parviennent jusqu'au bassin. Parmi les types anticycloniques, les temps océaniques sont éphémères; ils n'entraînent qu'une baisse momentanée des températures, car ils constituent la phase transitoire entre les types cycloniques et anticycloniques continentaux. En ce qui concerne ces derniers, l'auteur a relevé une fréquence moyenne beaucoup plus grande de types allogènes que de types indigènes, soit 42 contre 32,1 %.

Or cette prépondérance des types anticycloniques continentaux allogènes n'apparaît nullement lors de saisons chaudes remarquables telle celle de 1947. D'après le précieux calendrier des types de temps établi par P. Pédelaborde (1957 b),ce sont les types indigènes qui ont persisté 12 jours consécutifs fin juillet-début août et 15 jours, record absolu connu, fin août-début septembre 1947. L air océanique, d'origine essentiellement tropicale, s'est continentalisé rapidement après un réchauffement et un assèchement progressifs. Aussi, les températures maximales absolues les plus élevées ont-elles été observées à la fin de ces deux périodes, ainsi qu'on l'a déjà précisé. L'extension exceptionnelle d'un anticyclone indigène, chaud et sec, de la France méditerranéenne à l'Europe centrale et à la Baltique - Mer du Nord, spécialement de la fin de juillet au début d'août 1947, explique par ailleurs la généralisation des étiages à l'ensemble de l'Europe continentale (fig. 19).

L'intérêt hydrologique de l'étude des saisons chaudes remarquables ne saurait donc échapper. Il est, en effet, possible d'établir une relation étroite entre pouvoir évaporant de l'atmosphère et nombre de jours d'été (W. Damman, 1960). De plus, W. Damman a pu montrer, pour l'Allemagne, que les saisons chaudes les plus remarquables par leur chaleur sont également les plus pauvres en précipitations, du fait des conditions météorologiques particulières. Une telle conjonction de facteurs favorables : évapotranspiration maximale et précipitations réduites, détermine dès lors des sécheresses et par là même des étiages prononcés tant dans le secteur océanique de transition du bassin que dans le secteur à tendance continentale (Deuxième partie - Chapitre IV).

FIG.19 TYPE DE TEMPS ANTICYCLONIQUE INDIGENE CARACTERISTIQUE DES SAISONS CHAUDES REMARQUABLES.
CARTE NORVEGIENNE DU 27/7/1947 6h.



2.-Températures absolues caractéristiques de saison froide. Les hivers remarquables. Le gel du sol

Comme pour la saison chaude, mais à partir des valeurs minimales absolues bien plus expressives que les températures moyennes mensuelles, on peut déterminer plusieurs types de jours caractéristiques de la saison froide. Les jours de gelée ou Frosttage, dont la température minimale Tn est égale ou inférieure à 0°, ont été longtemps seuls pris en considération, ils présentent en fait un intérêt plus bioclimatique qu'hydrologique (R. Balseinte, 1965). Il faut préférer la notion de jours sans dégel ou Eistage, durant lesquels la température maximale Tx ne dépasse jamais 0°. Ces jours sont propres aux périodes de gel intense, aussi bien du sol que des eaux continentales, de même que les jours de froid et les jours de grand froid, qui ont des températures minimales égales ou inférieures respectivement à - 5° et - 10° (1).

Le nombre moyen de jours de gelée, de même que les dates moyennes extrêmes des premières et des dernières gelées fournissent de nouveaux éléments pour une délimitation stricte de la saison froide (tableau XIV). Les jours de gelée sont fréquents surtout de novembre à avril ; octobre et mai marquent une transition très nette entre les deux saisons thermiques. Les premières gelées débutent en moyenne à la fin d'octobre, alors que les dernières gelées se produisent à la fin d'avril ou au début de mai, suivant les stations. Mais certains de ces jours de gelée ne présentent qu'un intérêt très limité, du fait qu'ils n'excluent nullement des températures maximales nettement positives.

Les jours de froid, de grand froid et surtout les jours sans dégel constituent des critères beaucoup plus valables de la saison froide (2).

---

(1) Une certaine ambiguité règne dans l'emploi de ces termes. Les jours sans dégel sont qualifiés de jours d'hiver par les météorologues belges, alors qu'en Allemagne le même terme, Wintertage, concerne exclusivement les jours où la température moyenne est inférieure ou égale à 0°. De plus, les jours froids ou kalte Tage, au sens des spécialistes allemands sont ceux pour lesquels la température maximale, et non minimale, est égale ou inférieure à - 10°, ils sont donc beaucoup plus froids que ceux que nous avons définis. Enfin, J. Sanson nomme jours de fortes gelées les jours de froid.

(2) Il faut signaler que les jours de froid et même de grand froid ne correspondent pas nécessairement à des jours sans dégel. En maintes stations, on observe que, si la température minimale descend au-dessous de - 5° et parfois de - 10°, la température maximale peut être légèrement supérieure à 0° au cours de la journée. Aussi, le nombre des jours de froid est-il très souvent supérieur au nombre de jours sans dégel.

TABLEAU XIV NOMBRE MOYEN DE JOURS DE GELEE ($Tn \leqslant 0°$)
DATES MOYENNES EXTREMES DES JOURS DE GELEE
DUREE MOYENNE DE LA PERIODE SANS GELEE (en jours)

a 1890/91 - 1929/30
b 1930/31 - 1959/60

Stations		Nombre moyen de jours de geiée											Dates moyennes extrêmes		Durée moyenne période sans geiée (en jours)
		S	O	N	D	Jr	F	M	A	M	J	total annuel	première geiée	dernière geiée	
Bastogne	a (1)	1,1	6,4	14,8	20,7	22,0	19,5	15,5	10,4	1,7	0,1	115,5	14/10	11/5	156
Bernkastel	a	.	2,3	7,3	12,2	14,4	12,7	9,7	3,5	0,4	.	63,5	25/10	24/4	173
	b	.	1,7	5,3	13,3	16,1	15,0	10,3	2,3	0,5	.	65,5			
Birkenfeld	a	0,9	5,7	13,9	19,5	22,0	19,2	13,5	9,9	2,7	0,3	112,6	7/10	20/5	139
Etalle	a (1)	1,0	7,0	15,6	19,5	21,3	22,1	17,3	10,0	3,8	0,3	118,4	5/10	22/5	137
Houffalize	a (1)	1,2	7,2	14,5	17,2	18,5	17,9	18,6	11,7	2,4	0,1	109,3	7/10	14/5	145
Kaiserslautern	a	0,2	3,2	9,9	16,4	19,3	15,9	13,4	5,9	0,8	.	85	21/10	27/4	176
Koblenz	a	.	1,2	6,2	10,4	12,2	12,5	7,8	1,6	.	.	51,9	9/11	30/3	223
	b	.	0,6	2,9	10,8	14,9	14,3	9,2	1,8	0,2	.	54,7			
Libramont	a (1)	0,1	2,7	11,4	17,4	24,1	20,2	17,5	9,2	2,2	0,1	104,9	20/10	12/5	162
Metz M.N.	b	.	3,1	7,9	15,7	16,9	16,3	13,2	4,1	0,9	.	78,0			
Nancy M.N.	b	0,2	3,3	8,7	16,3	17,4	16,2	14,3	5,2	1,2	.	83,3	15/10	1/5	
Schneifeiforsthaus	a	0,2	5,2	16,0	23,3	24,8	22,0	20,4	12,5	3,0	.	127,4	16/10	12/5	156
	b	.	4,0	13,1	22,3	24,5	21,0	17,4	8,7	0,2	.	111,2			
Strasbourg	b	.	2,8	8,7	17,8	19,2	17,3	12,9	3,4	0,7	.	82,8	22/10	25/4	
Trier-stadt	a	0,1	2,3	8,4	13,8	17,5	14,2	11,1	3,9	0,5	.	71,8	29/10	21/4	190
	b	0,1	2,2	6,0	14,7	16,3	15,5	11,6	3,2	0,6	.	70,2			
Von der Heydt	a	.	2,8	9,8	16,1	20,0	16,4	11,6	4,3	0,5	.	81,5	25/10	25/4	182

(1) Valeurs correspondant à la période 1 900 / 1 901 - 1 929 / 1 930

Les jours sans dégel se groupent de novembre à mars, avec un maximum en janvier, quelles que soient les périodes de référence (tableau XV). Octobre et avril, sauf en montagne, ne comptent qu'un nombre insignifiant de ces jours. Les totaux moyens annuels les plus élevés de jours sans dégel sont relevés sur les sommets des Hautes Vosges ; le Ballon de Guebviller en connaît 80,6, valeur voisine de celle du Feldberg en Forêt Noire (84,1) (M. Manig et H. Schirmer, 1961) et de celle du Puy-de-Dôme (68,5) (P. Estienne, 1956).

L'influence de l'altitude sur la répartition géographique du total moyen annuel de jours sans dégel apparaît clairement dans le bassin inférieur de la Moselle (fig. 20). Si les secteurs les plus élevés du Hunsrück et de l'Eifel totalisent jusqu'à 40 ou même 50 jours, la vallée de la Moselle n'en compte que de 10 à 20 au maximum. Cette dernière valeur moyenne est d'ailleurs caractéristique de l'ensemble du bassin, en dehors des moyennes montagnes. Les jours de grand froid se répartissent de façon similaire au cours de la saison froide, de décembre à mars ; ils sont peu fréquents en novembre.

C'est dans la mesure où des jours sans dégel et des jours de grand froid se succèdent de façon quasi continue que l'on peut parler de saisons ou plus exactement de périodes froides remarquables.

Dans le passé, certains grands hivers, au sens de J. Sanson, ont frappé les contemporains. Depuis le début du XIXe siècle, on peut citer les hivers 1819-1820, 1822-1823, 1829-1830, 1837-1838, 1840-1841, 1843-1844, 1879-1880, 1890-1891, 1892-1893, 1894-1895, 1916-1917. Les saisons froides 1829-1830 et 1879-1880 ont été les plus rigoureuses du XIXe siècle, mais on ne possède que peu d'observations précises à leur sujet (E. Lahr, 1950 - J. Sanson, 1945). Au XXe siècle, on notera plus spécialement les hivers 1928-1929, 1933-1934, 1939-1940, 1940-1941, 1941-1942, 1946-1947, 1955-1956 et 1962-1963 (tableau XVI).

Il serait vain de vouloir établir une hiérarchie précise parmi ces périodes froides remarquables, du fait de leurs caractéristiques thermiques originales. Différents critères peuvent en effet servir à leur détermination : la durée effective pendant un ou plusieurs mois, l'intensité du gel se traduisant aussi bien par les températures moyennes mensuelles que par le total de jours sans dégel et de grand froid ou par les valeurs minimales absolues enregistrées. Aussi, seuls quelques traits particuliers de certains de ces hivers seront-ils rapidement évoqués (M.C. Frécaut-Pax, 1967).

Les grands froids de la saison 1928-1929 débutèrent dans les derniers jours de décembre, ils se poursuivirent de façon modérée

TABLEAU XV

NOMBRE MOYEN DE JOURS SANS DEGEL ($Tx \leq 0°$)
a/ 1890/91 - 1929/30
b/ 1930/31 - 1959/60
c/ 1920/21 - 1949/50

(1) Valeurs correspondant à la période 1900/01 - 1929/30.

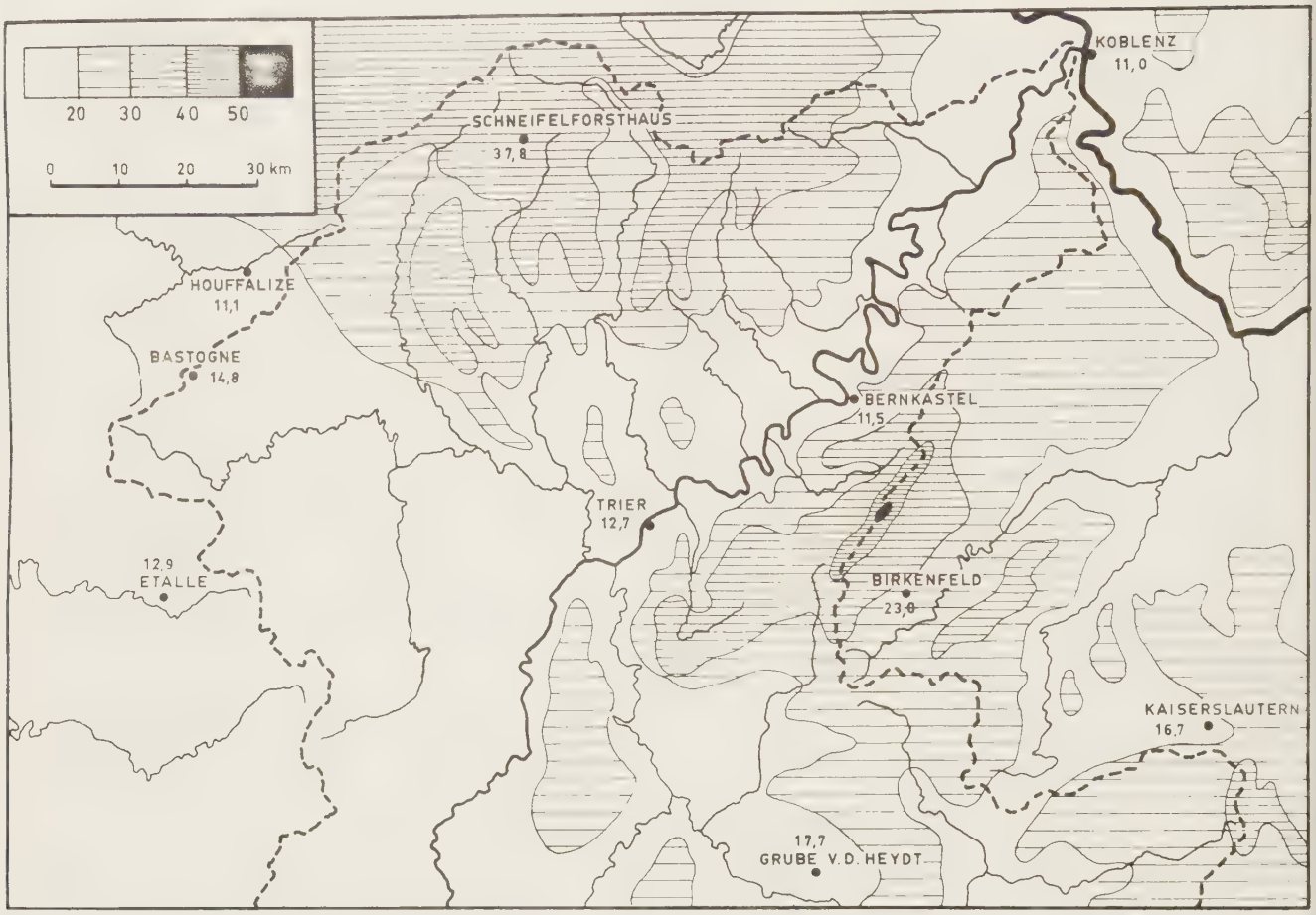
Stations	O	N	D	Jr	F	M	A	M	Total annuel
Ballon de Guebvillier c	1,0	10,0	16,2	17,1	15,3	14,5	5,3	1,2	80,6
Bastogne a (1)	.	1,1	4,2	6,2	2,8	0,5	.	.	14,8
Bernkastel a	.	0,5	3,4	4,6	2,7	0,3	.	.	11,5
b	.	0,2	4,2	6,2	3,3	0,1	.	.	14,0
Birkenfeld a	.	1,6	6,9	9,0	4,3	1,2	.	.	23,0
Epinal c	.	1,4	6,7	5,5	2,7	0,6	.	.	16,9
Etalle a (1)	.	0,5	3,3	5,5	2,7	0,4	.	.	12,9
Gondrexange c	.	1,4	6,6	5,9	4,0	1,0	.	.	18,9
Vouffalize a (1)	.	1,3	3,5	5,4	2,5	0,4	.	.	11,1
Kaiserslautern a	.	0,7	4,8	7,3	3,1	0,8	.	.	16,7
Koblenz a	.	0,4	3,0	4,1	3,3	0,2	.	.	11,0
b	.	.	2,6	5,0	3,3	0,2			11,1
Lac d'Alfeld c	.	2,0	6,9	7,5	5,8	1,3	.	.	23,5
Lac Noir c	0,4	3,5	9,9	9,3	8,5	4,8	0,6		37,0
Metz M.N. b	.	0,2	4,4	5,2	3,5	0,1	.	.	13,5
Nancy M.N. b	.	0,2	4,6	6,2	3,9	0,2	.	.	15,1
Saint-Nicolas c	.	0,5	5,5	5,7	2,5	0,1	.	.	14,3
Schneifelforsthaus a	0,1	4,0	10,4	11,4	8,4	3,2	0,3	.	37,8
b	0,1	2,7	9,7	12,1	10,5	3,2	.	.	38,5
Strasbourg M.N. b	.	0,6	6,4	8,6	4,4	0,1	.	.	20,1
Trier-Stadt a	.	0,5	4,0	5,6	2,3	0,3	.	.	12,7
b	.	0,1	4,5	5,5	3,4	0,1	.	.	13,6
Von der Heydt a	.	0,7	5,2	7,6	3,4	0,8	.	.	17,7

TABLEAU XVI PERIODES FROIDES REMARQUABLES. NOMBRE DE JOURS SANS DEGEL ($Tx \leqslant 0°$) (1)

(1) *Le nombre de jours de grand froid ($Tn \leqslant -10°$) est indiqué entre parenthèses*

Stations	Jr 1929	F. 1929	D. 1933	Jr 1934	Jr 1940	F. 1940	D. 1940	Jr 1941	Jr 1942	F. 1942	D. 1946	Jr 1947	F. 1947	F. 1956	Jr 1963
Bernkastel	18	14	13	2	20	8	10	17	20	16	10	13	11	24	-
Blankenrath	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	-
Clervaux	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28 (18)	29 (12)
Colmar (M.N)	16	16	14	1	-	-	-	17	17	14	9	13	12	-	23 (15)
Deuselbach	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-
Echternach	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28 (19)	28 (13)
Epinal	16 (3)	10 (17)	21 (9)	4	23 (16)	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gondrexange	23	18	19	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kerling	21	15	17	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Koblenz	14	21	13	1	25	5	8	16	19	15	-	-	-	22	-
Lac d'Alfed	19	18	21	6	-	-	18	7	19	19	10	16	13	-	-
Lac Noir	19	18	18	8	-	-	-	17	21	22	12	19	12	-	-
Loxéville M.N.	-	-	-	-	25 (15)	8	-	-	-	-	9 (7)	12 (10)	12 (2)	26 (26)	-
Luxembourg -Ville	18	11	12	3	26	10	13	19	19	17	10	15	18	28 (16)	29 (9)
Luxeuil M.N.		-	-	-	-	-	-	-	-	-	7 (6)	12 (10)	15 (5)	23 (25)	19 (15)
Metz M.N.	17 (3)	12 (14)	12 (6)	2	25 (14)	8	-	-	-	-	9 (6)	14 (7)	13 (2)	24 (25)	22 (8)
Mulhouse M.N.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24 (13)
NANCY M.N.	20 (3)	15 (15)	16 (4)	3 (1)	27 (14)	8	-	-	-	-	9 (7)	12 (7)	12 (2)	24 (24)	23 (13)
Phalsbourg M.N.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11 (8)	15 (11)	19 (3)	26 (26)	26 (13)
Pirmasens	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-
Schneifelforsthaus	21	18	25	10	23	10	20	21	23	26	-	-	-	27	-
St-Nicolas-de-Port	14 (3)	13 (15)	16 (9)	2	24 (15)	7	15 (3)	17 (7)	18 (12)	12 (9)	10 (7)	12 (2)	12 (2)	-	-
Strasbourg M.N.	24	20	19	1	27	7	18	19	18	15	9	15	16	24	22
Trier-Stadt	14	12	9	1	25	7	10	10	19	13	10	13	15	24	-

FIG.20 NOMBRE MOYEN ANNUEL DE JOURS SANS DEGEL (Tx ⩽ 0°)
BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE (1891- 1930)



en janvier avec des périodes de réchauffement sensible. Le nombre de jours sans dégel ne dépassa pas le plus souvent 20, même en montagne et le total de jours de grand froid fut infime en ce mois. Mais à partir du 10 février, une seconde vague de froid plus brutale envahit l'Europe occidentale et se prolongea jusqu'au 26 février. Si le nombre de jours sans dégel de ce mois fut souvent inférieur à celui de janvier, par contre les jours de grand froid furent beaucoup plus nombreux. Journellement, la température minimale descendit au-dessous de - 10° et on releva des températures minimales absolues remarquables : - 20,4° le 14 à Luxembourg, - 19,7° le 12 à Metz et - 19,5° le 13 à Nancy.

L'hiver 1939-1940 ressemble quelque peu au précédent. Deux périodes de froid, nettement distinctes là encore, affectèrent le bassin du 29 décembre au 27 janvier et du 10 au 19 février. Les derniers jours de décembre et l'ensemble du mois de janvier furent les plus rigoureux, ils rappelèrent par certains aspects février 1929, avec un nombre de jours de grand froid sensiblement égal. Des températures minimales absolues plus basses furent enregistrées aux mêmes stations : - 23,1° le 23 janvier à Luxembourg, - 21,5° à Metz et - 21,3° à Nancy le 30 décembre.

Les saisons froides 1946-1947 et 1962-1963 ont connu, toutes deux, trois vagues de froid successives en décembre, en janvier et en février (R. Frécaut, 1970). Le gel atteignit son intensité maximale, dans les deux cas, à la fin de janvier et au début de février. Ainsi, lors de l'hiver 1962-1963 remarquable par sa longueur, les trois vagues de froid alternèrent avec des périodes de dégel, du 30 décembre au 8 janvier et du 8 au 18 février. A Nancy, sur 42 jours sans dégel, 23 furent observés pendant la deuxième période de gel. Par contre, les températures minimales absolues n'ont jamais été très basses : - 19° le 5 février à Nancy, - 18,2° le 6 février à Metz, - 13,5° seulement le 13 janvier à Luxembourg (C. Hilton, 1964).

La période froide de l'hiver 1955-1956 est vraiment originale. La singularité thermique du mois de février 1956, selon R. Arléry (1956), n'est pas tant dûe à sa rigueur qu'à son isolement au coeur d'une saison froide relativement douce, alors que les autres mois froids de février, signalés précédemment clôturaient une période marquée par des basses températures depuis décembre. Une unique vague de froid, ne comportant aucun jour de dégel même atténué, débuta brutalement le 31 janvier pour se terminer les 28 et 29 février, suivant les secteurs du bassin. Cette période froide, somme toute assez brève, fut remarquablement homogène et continue ; en de nombreuses stations, jours sans dégel et jours de grand froid coïncidèrent strictement. Les températures maximales journalières restèrent toujours inférieures à 0° même lors d'après-midi très ensoleillés, et le thermomètre descendit quotidiennement au-dessous de - 10°. Certaines températures minimales absolues du demi-siècle furent alors relevées sous abri : - 24,8° le 21 à Nancy,-23,2° le 17 à Metz, - 23° le 2 à Schneifelforsthaus, - 21,6° le 14 à Sarrebrück, - 20,6° le 2 à Coblence ; à Luxembourg la valeur minimale absolue fut seulement de - 18,4° le 2 février.

Ainsi, à la différence des saisons chaudes remarquables longues et thermiquement homogènes, les saisons froides exceptionnelle sont plus discontinues dans le temps et plus brèves. Elles correspondent généralement à plusieurs vagues de froid successives, de la fin de décembre au début de mars, entrecoupées de périodes de réchauffement sensible, le cas de février 1956 étant bien particulier. Enfin, ces périodes froides semblent plus fréquentes que les saisons chaudes remarquables (1). Ces caractères originaux tiennent à la nature même des situations météorologiques génératrices de ces vagues de froid (P. Estienne et A. Godard, 1970).

Etudiant également pour la période 1948-1960 les types de temps correspondant aux jours de grand froid, sans référence précise d'ailleurs à des périodes froides remarquables, M. Blanchard (1961) a

---

(1) M. Schirmer (1963) a tenté de préciser la fréquence de ces périodes de gel intense en fonction de leur durée, dans le cadre du bassin inférieur de la Moselle. Malgré leur intérêt, les résultats présentés doivent être considérés avec beaucoup de prudence, les périodes de référence considérées étant trop brèves.

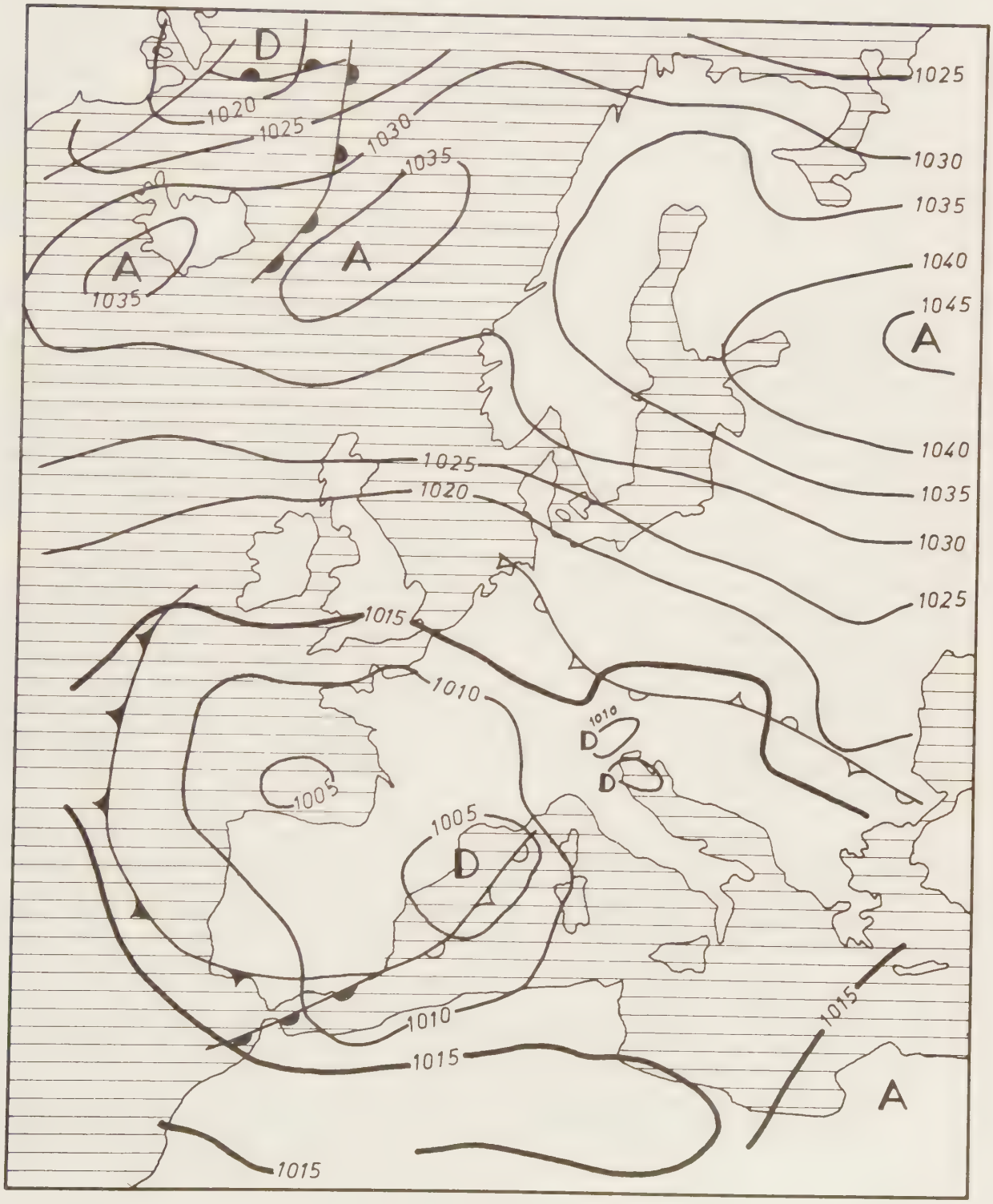
calculé la fréquence moyenne des principaux types réalisés dans le Nord-Est de la France. Il parvient à des conclusions très proches de celle de P. Pédelaborde (1957b)pour l'ensemble du Bassin Parisien. Les types cycloniques ne jouent qu'un rôle secondaire (24,4 %), alors que les types anticycloniques prédominent encore nettement (75,6 %). Parmi les types cycloniques, les temps du Nord sont les plus fréquents (20,7 %), mais les moins caractéristiques ; ces incursions éphémères d'air arctique froid n'amènent que de faibles précipitations, les températures sont peu accusées et les jours sans dégel sont exceptionnels. Les temps de Nord-Est, les plus froids et les moins arrosés des temps perturbés, sont plus rares (3,7 %). Très semblables aux types anticycloniques nébuleux, ces types de temps sont peu actifs sur le bassin ; ils font suite généralement à des temps anticycloniques allogènes, par exemple en janvier 1947.

Quant aux temps anticycloniques, M. Blanchard a observé une nette prééminence des types allogènes (58,6 %) par rapport aux types indigènes (14,6 %). Il faut remarquer toutefois que ces derniers types de temps ont joué un rôle non négligeable lors de certains hivers remarquables comme décembre 1933-janvier 1934, décembre 1940-janvier 1941. Les masses d'air polaires maritimes froides se continentalisent très rapidement, à la faveur surtout d'une couverture de neige. Cependant, le calendrier des types de temps de P. Pédelaborde montre bien que ce sont les types anticycloniques allogènes clairs, russes ou scandinaves, qui caractérisent les vagues de froid exceptionnelles. Ainsi, le 12 février 1929, mois durant lequel ont été relevées certaines températures minimales absolues de l'hiver 1928-1929, un anticyclone scandinave recouvrait la majeure partie de l'Europe occidentale. De même, durant la deuxième quinzaine de février 1956, la plus froide du siècle, un anticyclone russe s'était établi sur la majeure partie de l'Europe (fig. 21). Ces masses d'air allogène, froides et sèches, affectent le Nord-Est de la France et donc le bassin de la Moselle bien avant les régions plus occidentales et y demeurent aussi plus tardivement ; ce fait majeur a des conséquences importantes sur la durée des glaces fluviales.

Les types de temps anticycloniques déterminant des périodes froides remarquables peuvent présenter une stabilité exceptionnelle pour le domaine océanique, assez semblable à celle de certains types anticycloniques de saison chaude. Des anticyclones allogènes russes et scandinaves, ont persisté jusqu'à 12 jours consécutifs en février 1929, 13 jours en janvier 1941 et en février 1956. Les périodes froides donnent cependant une impression de discontinuité plus marquée que les saisons chaudes remarquables, du fait qu'en saison froide les irruptions d'air océanique, doux et humide, modifient brutalement les conditions thermiques générales. Quant à la plus grande fréquence des périodes froides, elle doit s'expliquer par le caractère plus continental de l'hiver.

Ces vagues de froid ont des répercussions majeures sur l'hydrologie des cours d'eau océaniques. Par suite des caractères hygrométriques

FIG.21 TYPE DE TEMPS ANTICYCLONIQUE ALLOGENE RUSSE CARACTERISTIQUE DES SAISONS FROIDES REMARQUABLES.
CARTE NORVEGIENNE DU 21/2/1956 6h.



particuliers des masses d'air continentales, indigènes ou allogènes, le phénomène de gel s'accompagne d'une relative sécheresse et les rares précipitations, liées aux temps cycloniques, se font surtout sous forme solide (M.C. Frécaut-Pax, 1967). Les cours d'eau du bassin, privés momentanément de l'apport pluvial, qui habituellement en saison froide renouvelle leur alimentation souterraine, subissent de ce fait des étiages marqués dûs au froid (Deuxième Partie - Chapitre IV). Le gel intense qui sévit alors détermine la formation de glaces fluviales et le refroidissement du sol en profondeur.

Quelques stations climatologiques allemandes et luxembourgeoises fournissent depuis une période récente des données relatives aux températures du sol à diverses profondeurs jusqu'à un mètre (1). Des observations systématiques de 1949 à 1960 en 4 stations de Sarre : Sarrebrück, Berus, Sankt-Wendel-Hof et Schaumberg, ont montré que seules les températures moyennes de janvier sont négatives dans les couches superficielles du sol jusqu'à 5 cm (W. Sorg, 1963) et uniquement dans les stations d'altitude supérieure à 400 m. C'est seulement lors de vagues de froid remarquables, comme celle de février 1956, que le gel peut affecter des tranches beaucoup plus importantes du sol, principalement en l'absence d'un épais manteau neigeux.

En toutes les stations considérées, le sol gela progressivement jusqu'à plus de 50 cm, mais moins d'un mètre en tous les cas (tableau XVII). Si les températures les plus basses ont été souvent relevées dès le 2 février dans les couches supérieures, le gel ne s'est installé véritablement en profondeur, à 30 et à 50 cm, que vers la fin de la période froide du 21 au 28 février. Il y subsista bien au-delà de la période de réchauffement superficiel de fin février - début mars, parfois même jusqu'à la mi-mars (fig. 22). Cet exemple assez singulier en milieu océanique méritait d'être souligné, encore qu'aucune crue n'ait accompagné la phase de dégel.

On ne possède, en effet, pour le bassin de la Moselle, aucun exemple précis de l'influence directe de l'imperméabilisation temporaire des couches superficielles du sol par le gel sur l'écoulement fluvial. Il est pourtant vraisemblable que ce mécanisme particulier ait pu intervenir dans le passé à l'image de la crue de la Seine en janvier 1910, à l'origine

---

(1) Les températures du sol aux différentes stations sont difficilement comparables, du fait de la grande variété des formations superficielles et des roches mères dans lesquelles ces mesures sont effectuées : formations argileuses et loessiques sur roches schisteuses à Trèves, à Clervaux, à Sankt-Wendel et à Schaumberg, formations argileuses sur roches marno-calcaires à Luxembourg, et à Echternach, sables argileux à Sarrebrück.

TABLEAU XVII

VALEURS MAXIMALES (M) et MINIMALES (m) DES TEMPERATURES DU SOL (°C)

PERIODE FROIDE REMARQUABLE 1956

STATIONS	Mois	0,05 m		0,10 m		0,15 m		0,20 m		0,30 m		0,50 m		1,0 m	
		M	m	M	m	M	m	M	m	M	m	M	m	M	m
Clervaux	Février	-0,1	-5,4			-0,7	-3,5			0,0	-2,7	1,0	-1,4	3,2	1,1
	Mars	7,8	0,3			6,7	-0,3			5,9	-0,7	5,4	-0,5	3,7	1,1
Echternach	Février	-0,5	-5,5			0,2	-6,2			1,0	-3,4	2,0	-1,4	4,4	1,5
	Mars	9,3	0,0			9,0	-0,4			7,8	-1,8	7,1	-0,8	5,4	1,5
Luxembourg	Février	-0,6	-6,5			-0,8	-2,8			-0,2	-2,3	1,8	-1,4	3,2	0,4
	Mars	10,4	-0,1			7,5	-0,4			7,1	-0,7	6,1	-0,7	4,1	0,5
Saarbrücken	Février			-0,2	-4,9			1,2	-3,8			3,0	-0,8	5,0	2,3
	Mars			10,9	-0,3			9,2	-0,4			7,9	-0,5	4,3	1,7
Trier	Février			-0,5	-4,0			0,5	-4,2			3,1	-0,3	4,8	2,0
	Mars			11,0	-0,4			9,5	-2,0			7,7	-0,2	5,9	1,0

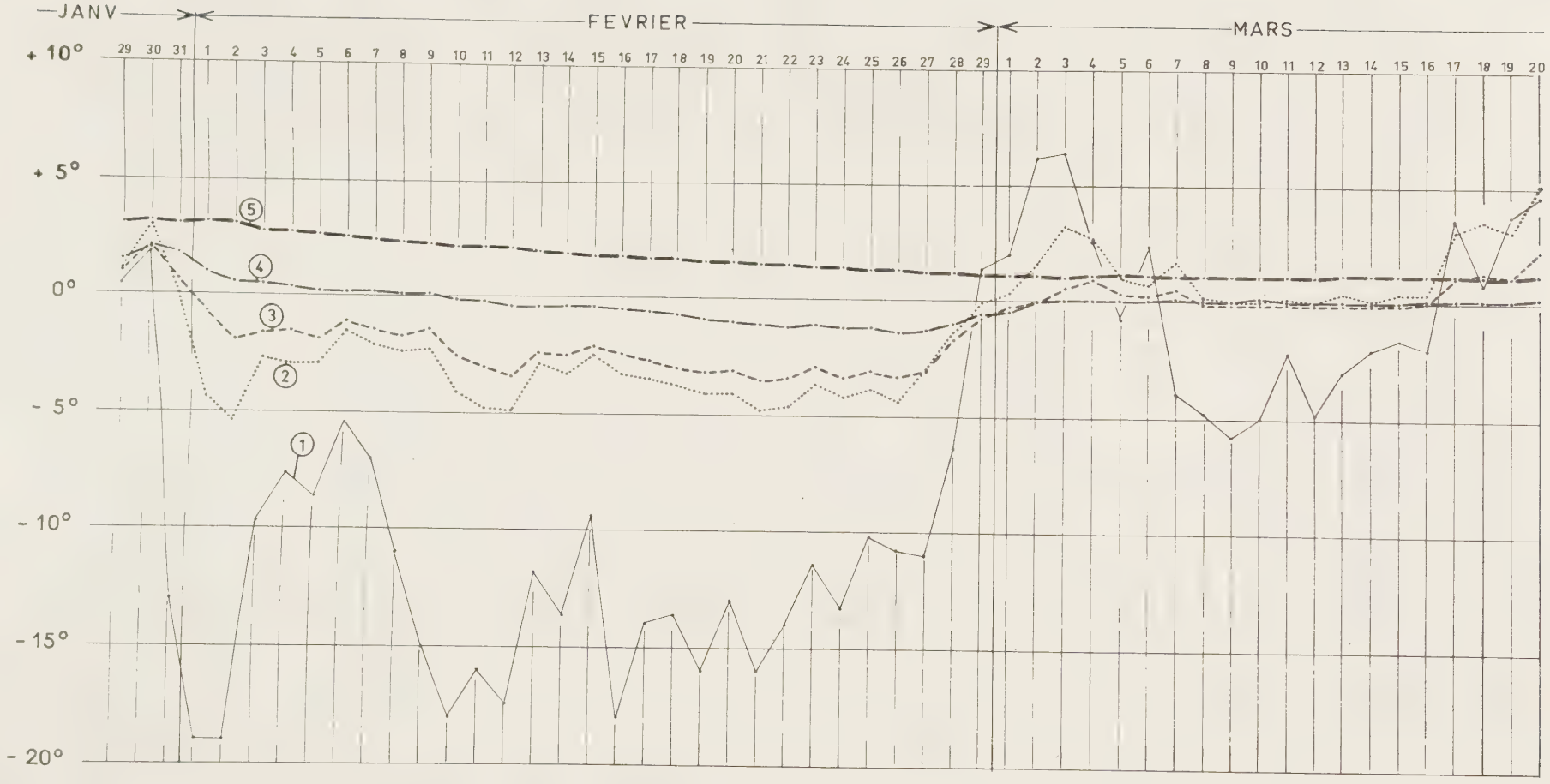


FIG.22 VARIATION DES TEMPERATURES MOYENNES JOURNALIERES DU SOL A CLERVAUX . Janvier, février, mars 1956.

Courbes N° : 1 température atmosphérique minimale
2 température moyenne du sol à 5cm
3 " " " à 15cm
4 " " " à 50cm
5 " " " à 1m

de laquelle des averses durables, liées à un brusque changement de types de temps, entraînèrent un ruissellement direct sur les sols calcaires gelés ne jouant plus alors aucun rôle pondérateur, par suite du décalage important entre le réchauffement de l'air et celui du sol.

L influence du froid sur les eaux continentales et spécialement fluviales est beaucoup mieux connue, le problème des glaces fluviales sera abordé de pair avec le régime thermique des eaux.

III.- Les températures des eaux continentales et le problème des glaces fluviales

Les températures des eaux de surface, soit fluviales, soit lacustres, de même que les glaces fluviales sont à la fois des facteurs et des éléments du régime des cours d'eau (M. Pardé, 1942). Du fait de leurs liens étroits avec les températures atmosphériques, il est logique de les examiner dans le cadre des caractères climatiques, mais, vu les graves lacunes de la documentation, cette étude n'a pas pu être étendue à l'ensemble du bassin.

A.- Températures des eaux fluviales du bassin inférieur de la Moselle

Les divers facteurs régissant les températures des eaux en milieu tempéré océanique sont suffisamment connus pour que l'on se contente de les rappeler brièvement. M. Chartier (1963) a fort bien défini les relations existant entre les températures de l'eau et les conditions climatiques, thermiques spécialement (1). Des échanges calorifiques s'opèrent en tous points de la surface entre l'air et l'eau, mais, par suite de l'inertie thermique fondamentale de cette dernière, si l'amplitude annuelle y est souvent très marquée, l'amplitude diurne y est généralement faible. Le mécanisme de réchauffement diurne caractérise la saison chaude,

(1) L'auteur a insisté également, avec raison, sur l'intérêt de la détermination des températures de l'eau météorique et de l'eau de ruissellement superficiel. On ne peut que renvoyer à son analyse aussi minutieuse que pertinente.

alors que le refroidissement nocturne est maximal en saison froide. Il faut tenir compte également de facteurs spécifiquement hydrologiques, telles les variations saisonnières des débits mettant en jeu des volumes d'eau fort différents d'une saison à l'autre, et les crues, surtout de saison froide, dont les apports d'amont peuvent modifier sensiblement les caractères thermiques locaux des eaux (W. Wundt, 1940). Enfin, les conditions topographiques locales de la vallée et du lit interviennent également ; elles expliquent souvent les différences mineures enregistrées d'un cours d'eau à l'autre.

Malgré le caractère fragmentaire des données disponibles pour le bassin inférieur de la Moselle, quelques remarques peuvent être faites tant sur les valeurs moyennes annuelles des températures des eaux fluviales que sur le sens de leurs variations saisonnières et sur certaines de leurs valeurs caractéristiques lors d'étiages ou de crues.

Les températures des eaux ne sont en effet relevées régulièrement qu'en un nombre infime de stations au Luxembourg et en Allemagne (1).

La station de Cochem sur la Moselle fonctionne régulièrement depuis 1939 et possède ainsi une série statistique relativement longue et significative. Sur la Sarre moyenne et inférieure, on ne compte pas moins de 7 stations de mesure ; ces observations systématiques depuis 1959 font partie d'un programme de recherches sur les caractéristiques biochimiques du cours d'eau fortement pollué. Seule la station d'Auersmacher peut être considérée comme reflétant les conditions physiques naturelles (Carte I hors-texte). Les eaux de la Sarre aux 6 autres stations : Güdingen, Sarrebrück Luisenthal, Völklingen, Ensdorf et Mettlach, sont influencées par la pollution thermique de centrales électriques : Grossbliederstroff, Fenne, Völklingen, Wehrden, et d'usines sidérurgiques : Halberger et Burbacher Hütte.

De même au Luxembourg, l'analyse des températures a été menée, depuis 1956, de pair avec l'étude des propriétés physico-chimiques des eaux du bassin de la Sûre. Sur les 3 stations observées, deux ne sont pas soumises aux effets de la pollution thermique : Colmar-Berg sur l'Attert et Kautenbach sur la Clerve. Quant aux eaux de l Alzette, à la station d'Esch-Centre, elles subissent une forte pollution du fait de leur utilisation par l'usine sidérurgique de Terres Rouges.

Par contre, on ne possède pas de séries systématiques et longues de mesures journalières des températures dans les bassins moyen et supérieur de la Moselle. Certaines valeurs, relevées par les services officiels ou par

---

(1) Ces mesures sont effectuées au-dessous de la surface, de 0,15 à 1 m de profondeur, une fois par jour, à 12 ou 13 h, sauf à Cochem où depuis 1952 3 observations ont lieu au cours de la journée.

nos propres soins lors de prélèvements d'eau en vue d'analyses en laboratoire, seront simplement signalées dans l'étude des transports solides en solution (Troisième Partie). Elles ne permettent pas de définir avec précision les régimes thermiques des eaux fluviales de ces bassins.

Les températures annuelles des eaux fluviales traduisent assez bien la nuance océanique du climat du bassin (1). La moyenne annuelle de la température de la Moselle à Cochem est de 12° pour la plus longue série d'observations connue (1940-1964) ; elle correspond pratiquement à la valeur citée par W. Friedrich (1947), 12°,1° pour une période de référence beaucoup plus brève. La température de la Moselle à Cochem ne dépasse d'ailleurs que de quelques dixièmes seulement celle du Rhin à l'amont de la confluence. Nous avons de plus calculé cette température pour différentes périodes, les variations en sont minimes ; ainsi, dans les années 1946-1965 qui comportent plusieurs saisons chaudes remarquables, la valeur n'excède pas 12,2°.

C'est donc au caractère océanique de son bassin que la Moselle doit sa température annuelle nettement plus élevée que celle des cours d'eau de l'Europe continentale ; 9,3° pour l'Oder à Wroclaw (Breslau), 9,5° pour le Niemen à Sovietsk (Tilsitt), 9,9° pour l'Elbe à Dresde (2). Cette température est également supérieure à celle du Neckar à Horb : 9,9°, mais sensiblement la même que celle du Main inférieur à Griessheim.

En définitive, la Moselle est comparable à d'autres cours d'eau océaniques, telle la Seine à Paris ou la Saône à Lyon ; leurs eaux atteignent environ 12,5° en moyenne par an, suivant des mesures assez anciennes il est vrai (M. Chartier, 1963 - G. Reménieras, 1960b).

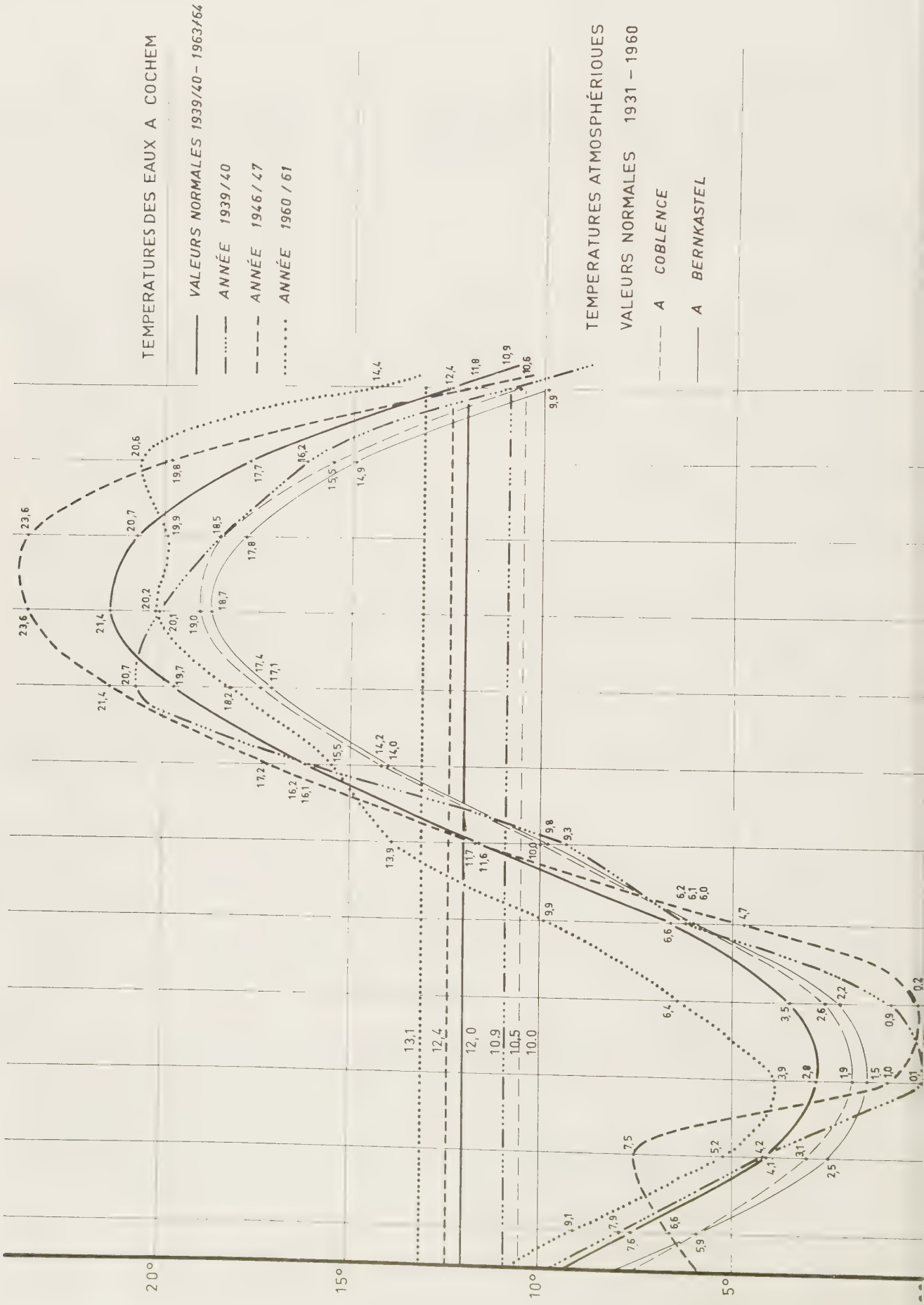
D'autre part, la température annuelle des eaux à Cochem a été, au cours de la période 1940-1964, supérieure de près de 2° à celle de l'air à Bernkastel et à Coblence, stations météorologiques les plus proches dans la vallée (fig 23). Ce fait courant en milieu tempéré avait déjà été mis en évidence par les observations anciennes de E. Renou (1868) ; l'excès de la température des eaux sur celle de l'air avait été de 2,26° pour le Loir à Vendôme en 1851 et de 2,3° pour la Seine à Choisy-le-Roi en 1858.

---

(1) Les valeurs relatives aux températures des eaux fluviales sont présentées dans le cadre de l'année climatique définie ci-dessus (novembre-octobre).

(2) Valeurs citées par M. Pardé (1949), sans référence toutefois à une période précise. W. Wundt (1967) cite, quant à lui, une température moyenne annuelle de 11,1° pour l'Elbe (période 1936-1955) et de 10,5° pour le Neckar (période 1921-1930).

FIG.23 TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES DES EAUX DE LA MOSELLE A COCHEM (1939/40 - 1963/64)



La température moyenne annuelle de la Sarre, de l'Attert et de la Clerve est beaucoup moins élevée que pour le collecteur principal (fig. 24) Elle a été de 11,5° pour la Sarre à Auersmacher contre 12,2 ° pour la Moselle, pour une même période de référence (1960-1964). Les valeurs de l'Attert à Colmar-Berg et de la Clerve à Kautenbach sont encore plus faibles, respectivement 9,8° et 9,9°. Il semble que l'on puisse invoquer une alimentation en eaux souterraines relativement abondante dans le cas de l'Attert et l'altitude moyenne assez élevée du bassin en ce qui concerne la Clerve.

Quant à l'analyse des variations interannuelles des températures annuelles des eaux, elle se révèle assez décevante. Ces variations sont minimes pour la Moselle à Cochem, légèrement inférieures même à celles de l'air, les valeurs extrêmes enregistrées étant 10,9° en 1940 et 13,1° en 1961 (tableau XVIII). De plus les températures annuelles particulières reflètent mal la réalité des phénomènes thermiques saisonniers. Un exemple frappant est fourni par l'année 1947 ; elle a comporté à la fois une période de froid exceptionnel et une saison chaude remarquable, aussi la valeur annuelle a-t-elle été proche de la moyenne de la période considérée.

Les variations saisonnières des températures mensuelles des eaux fluviales sont bien plus nettes, alors que les eaux de sources, pour lesquelles il n'existe pas d'observations thermométriques suivies dans le bassin, ne connaissent que des oscillations mineures.

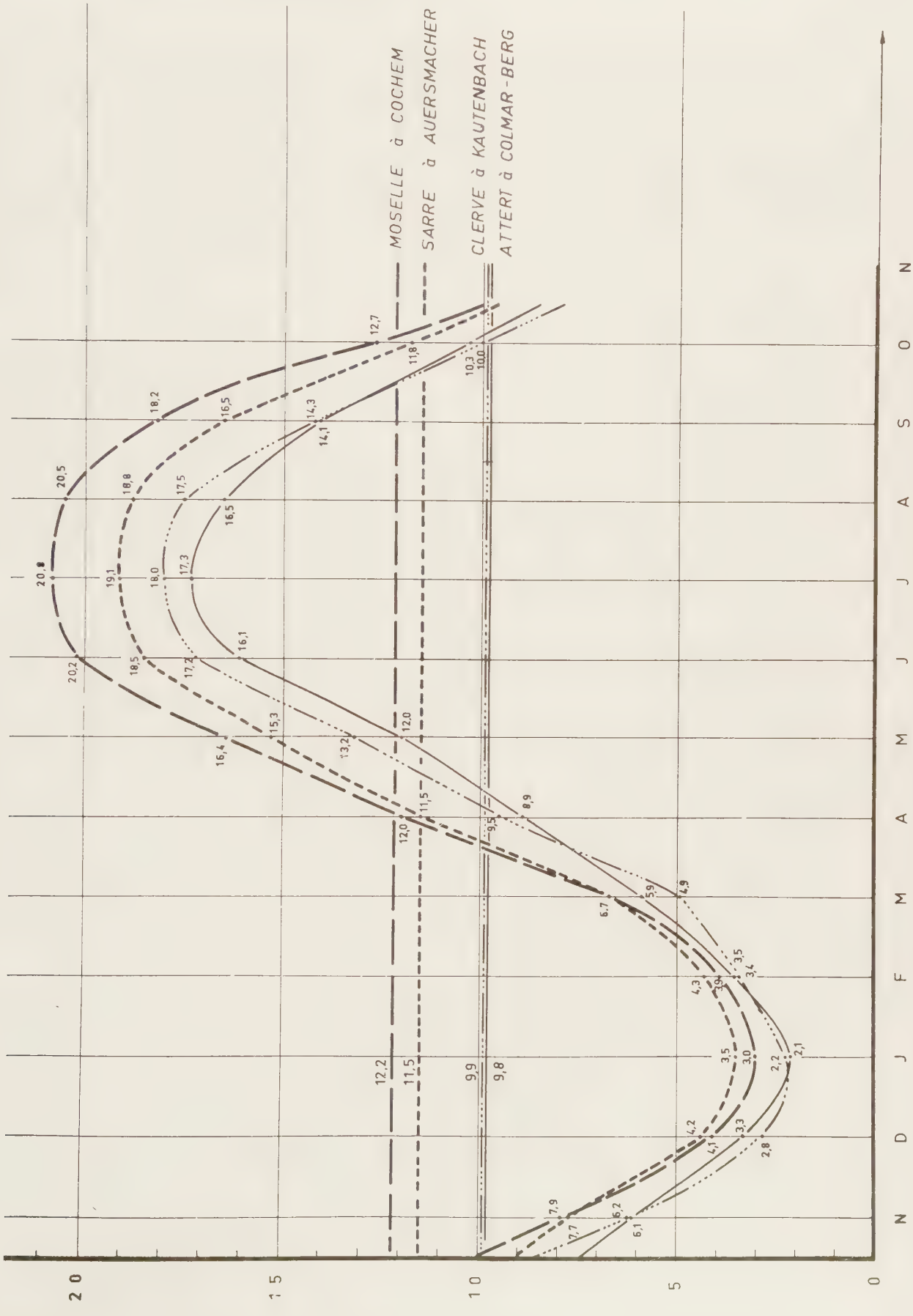
La répartition des températures mensuelles coïncide parfaitement avec la division de l'année en deux saisons principales. En saison froide, de novembre à mars, les valeurs mensuelles moyennes ou particulières des eaux sont inférieures à 10°,mais cependant plus élevées que celles de l'air ; d'avril à octobre, les températures des eaux dépassent 10° et sont généralement supérieures aux températures atmosphériques (fig. 23 et 24). On rejoint donc les conclusions de M. Chartier (1963) pour la Seine ; à quelques exceptions près, les températures moyennes mensuelles de l'eau de Moselle sont plus élevées que celles de l'air.

Les températures mensuelles maximales correspondent suivant les années à juillet, à août, à juin et exceptionnellement à septembre ; pour une assez longue période référence, juillet,tout comme pour la Seine, est le mois le plus chaud (tableau XVIII). La valeur moyenne maximale de ce mois à Cochem a été de 21,4° (1940-1964), elle ne s'est élevée par contre qu'à 20,8° lors des années 1960-1964, contre 19,1 pour la Sarre, 18° pour la Clerve et 17,3° pour l'Attert. Si les eaux du Main inférieur ont atteint en juillet une température ma male voisine de celle de la Moselle, les eaux du Rhin, en amont de Coblence, ont été moins chaudes d'environ un degré au cours de la période 1951-1960. Les valeurs plus fortes ne s'observent en milieu tempéré que pour les bassins à caractère nettement continental ; ainsi relève-t-on sur la Pregel 22,3° en juillet (M. Pardé, 1942).

TABLEAU XVIII TEMPERATURES MENSUELLES ET ANNUELLES MOYENNES ET PARTICULIERES DES EAUX DE LA MOSELLE A COCHEM. (1939/40-1963/64)

	N	D	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	Année	Amplitude thermique annuelle des moyen. mens. extrêmes
1939/40	7,9	4,2	0,1	0,9	6,2	9,3	16,1	20,7	20,1	18,5	16,2	10,9	10,9	20,6
1940/41	7,7	1,8	0,7	3,5	6,9	9,2	13,0	19,3	22,5	18,7	16,4	12,6	11,1	21,8
1941/42	6,0	4,7	0,7	0,1	4,5	11,2	15,8	18,4	19,5	20,9	19,0	13,8	11,3	20,8
1942/43	7,6	4,4	2,9	5,3	7,7	12,0	15,9	18,6	21,6	21,6	17,7	13,1	12,4	18,7
1943/44	6,4	3,6	4,8	3,1	4,5	11,7	15,4	18,6	20,9	23,8	16,1	11,4	11,7	20,7
1944/45	6,7	4,0	0,1	4,3	8,1	12,8	16,7	20,7	22,1	19,4	18,1	12,2	12,2	22,0
1945/46	11,5	3,5	1,3	4,9	6,4	13,4	16,4	17,9	21,7	23,3	16,8	11,8	12,2	22,0
1946/47	6,6	7,5	1,0	0,2	4,7	11,7	17,2	21,4	23,6	23,6	19,8	11,8	12,4	23,4
1947/48	8,2	4,6	5,8	4,9	8,3	12,6	17,8	20,0	18,3	20,0	17,1	11,5	12,4	15,4
1948/49	5,9	3,1	3,6	3,7	5,9	13,8	15,7	19,0	22,5	21,2	20,9	15,1	12,6	19,4
1949/50	6,8	5,7	3,1	4,9	8,0	10,3	17,0	22,2	23,8	22,5	17,0	12,4	11,5	20,7
1940/41-1949/50	7,3	4,3	2,4	3,5	6,5	10,8	15,5	19,6	21,6	21,5	17,9	12,6	12,0	19,2
1950/51	7,5	3,2	4,5	5,6	6,2	9,9	15,3	19,3	20,8	20,3	18,4	12,4	12,0	17,6
1951/52	10,4	6,3	4,5	3,7	7,5	13,1	18,0	20,9	23,8	21,4	15,2	10,7	13,0	20,1
1952/53	6,6	4,1	3,1	3,5	7,7	12,9	18,0	19,2	23,0	20,8	17,3	13,5	12,2	19,9
1953/54	8,0	6,2	2,3	1,0	7,3	10,3	16,0	19,9	18,7	18,2	16,9	12,2	11,4	18,9
1954/55	8,0	6,2	3,1	3,8	4,6	11,1	15,5	19,0	22,1	21,1	18,4	12,1	12,1	19,0
1955/56	7,3	5,4	4,3	0,3	5,7	10,3	16,7	17,3	20,3	18,5	17,2	12,4	11,3	20,0
1956/57	5,9	5,4	2,9	5,8	9,1	12,0	15,0	20,3	21,9	19,0	15,9	12,2	12,1	19,0
1957/58	7,4	4,0	3,8	4,9	4,5	9,7	15,6	18,5	21,1	20,7	19,1	13,0	11,9	17,3
1958/59	8,4	5,3	4,0	3,5	9,0	12,6	17,1	21,0	23,5	21,5	18,2	12,2	13,0	20,0
1959/60	7,1	5,5	4,2	4,5	8,2	12,9	17,7	20,9	19,2	19,6	16,8	11,8	12,3	16,7
1950/51-1959/60	7,7	5,2	3,7	3,7	6,9	11,5	16,5	19,6	21,5	20,1	17,3	12,2	12,1	17,8
1960/61	9,1	5,2	3,9	6,4	9,9	13,9	15,5	18,2	20,2	19,9	20,6	14,4	13,1	16,7
1961/62	7,6	5,0	4,9	4,2	5,1	10,2	14,6	19,9	19,4	21,1	17,1	13,2	11,9	16,9
1962/63	6,3	2,3	0,4	0,4	4,4	11,6	16,3	20,4	22,9	20,8	18,2	12,4	11,4	22,5
1963/64	9,8	2,6	1,9	4,1	6,2	11,6	17,9	21,8	23,4	21,2	18,6	11,9	12,5	20,5
1959/60-1963/1964	7,9	4,1	3,0	3,9	6,7	12,0	16,4	20,2	20,8	20,5	18,2	12,7	12,2	17,6
1939/40-1963/1964	7,6	4,1	2,8	3,5	6,6	11,6	16,2	19,7	21,4	20,7	17,7	12,4	12,0	18,6

FIG.24 TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES DES EAUX FLUVIALES DANS LE BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE (1959/60 - 1963/64).



C'est en janvier, février et parfois décembre que l'on relève les températures mensuelles minimales. Au cours de la période 1940-1964, janvier fu le mois le plus froid pour la Moselle, avec seulement 2,8° contre 3° pour la série plus brève 1960-1964 ; ces valeurs sont assez semblables à celles de la Seine à Paris (4°) et de la Saône à Lyon (3,6°). Les températures mensuelles minimales de la Sarre, de la Clerve et de l'Attert n'ont pas dépassé en janvier respectivement 3°, 2° et 2,1° lors de la série 1960-1964. Enfin, de 1951 à 1960, la température moyenne de la Moselle en janvier n'a été supérieure que de quelques dixièmes à celle du Rhin. Seuls, les cours d'eau de l'Europe continentale, en dehors du domaine haut montagnard, connaissent des valeurs minimales beaucoup plus basses, soit, par exemple, 0,2° pour le Niemen inférieu en février.

Mais on ne saurait se faire une idée complète du régime thermique des eaux sans considérer les valeurs de l'amplitude des moyennes mensuelles extrêmes. Celle-ci n'est généralement pas inférieure à celle de l'air, du moins si l'on se réfère à une série d'observations suffisamment longue. Ainsi, l'amplitude moyenne a varié à Cochem de 17,8° à 19,2° suivant les périodes envisagées ; pour les années 1940 à 1964, elle a été de 18,6° contre 17,2° et 17,1° d'amplitude moyenne de l'air à Bernkastel et à Coblence. Cependant d'une année à l'autre, l'écart entre les températures mensuelles extrêmes peut varier considérablement ; il s'est élevé à 23,4° en 1947, année déjà signalée pour son caractère thermique heurté, et à 15,4° seulement en 1948, alors que ces deux années présentaient la même température moyenne.

Par ailleurs, l'amplitude moyenne des températures mensuelles extrêmes de la Sarre (15,6°) de la Clerve (15,8°) et de l'Attert (15°) est moins forte que celle de la Moselle inférieure soit 17,8°, pour la même période de référence (1960-1964). On peut voir là, du moins pour la Clerve, une conséquence directe des facteurs orographiques. L'écart moyen observé sur la Moselle est donc comparable à celui de la Seine à Paris, 17,3°, et de la Saône à Lyon, 19,4° (M. Pardé, 1942) ; il est, de plus, supérieur de 1° à celui du Rhin dans le secteur de confluence. Les amplitudes atteignent des valeurs plus élevées sur les cours d'eau d'Europe orientale : 22° sur le Pregel, 21° sur le Niemen inférieur.

Les écarts maximaux des températures journalières des eaux dans le cadre d'un même mois constituent un dernier élément de définition du régime thermique. Ces écarts caractérisent d'abord les saisons dites intermédiaires, c'est-à-dire avril-mai et septembre-octobre (M. Chartier, 1963). Les écarts observés sur la Moselle en mai ont pu atteindre jusqu'à 12,6° en 1945 et ceux d'octobre jusqu'à 10,4° en 1947.

Ces valeurs nettement plus élevées que celles indiquées par M. Chartier pour la Seine tiennent à la nuance à la fois plus froide et plus continentale du climat du bassin inférieur de la Moselle. Cependant des amplitudes importantes peuvent être réalisées également au coeur même de la saison froide alors qu'en moyenne elles n'excèdent pas 3 à 4°. On a ainsi, relevé des écarts de 7,5° en février 1948 et de 7,2° en décembre 1948 ; ilssont dûs à la variabi des températures atmosphériques, elle-même fonction de l'instabilité des types de temps en cette saison. Ce n'est que lors de mois uniformément rigoureux que cet écart peut être minime : 0,8° en février 1942, 0,5° en février 1947.

Les saisons chaudes remarquables, quant à elles, n'échappent pas à de telles variations. Ainsi en juillet 1947, célèbre pour sa chaleur, un écart de 11° a été relevé, le passage de dépressions océaniques ayant abaissé passagèrement les températures atmosphériques du 5 au 11. L'amplitude moyenne ne dépasse pas, toutefois, 5 à 6° pour les mois caractéristiques de saison chaude. Ces variations interjournalières des températures des eaux sont encore plus sensibles sur des petits cours d'eau comme l'Attert ou la Clerve, du fait de la faiblesse de leurs débits.

Il va de soi que les températures extrêmes absolues des eaux sont enregistrées lors de saisons chaudes ou de périodes froides remarquables. Ces températures seront analysées plus particulièrement dans le cadre des étiages, mais on peut signaler, dès maintenant, quelques valeurs extrêmes des eaux de la Moselle inférieure.

Pendant la saison chaude exceptionnelle de 1947, les températures mensuelles de juillet et d'août s'élevèrent à 23,6°, valeur d'ailleurs dépassée en juillet 1950 et 1952 ; mais, c'est le 29 juillet 1947 que fut relevée à Cochem, la plus haute température connue de ce siècle, 28,4°. Selon E. Belgrand , la température maximale absolue des eaux de la Seine à Choisy-le-Roi, au XIXe siècle, avait été de 27,1°, lors de l'été remarquable de 1858.

Au cours de périodes froides remarquables, les températures mensuelles et journalières de la Moselle sont voisines de 0°: 0,1° en janvier 1940 et en février 1942, 0,2° en février 1947, 0,3° en février 1956. Le maintien des températures journalières à des valeurs aussi basses pendant une décade et davantage est à l'origine de la formation des glaces fluviales.

D'autre part, en période de hautes eaux et surtout de crues de saison froide, les températures mensuelles et journalières sont légèrement supérieures aux valeurs moyennes d'une assez longue période de référence. C'est ainsi qu'en janvier 1948, lors de l'une des crues les plus importantes de la Moselle, la température mensuelle des eaux atteignit 5,8°, valeur la plus élevée de la série des années 1960-1964 ; de plus, la température journalière maximale de ce mois, 7,8°, fut relevée le 5.

L'étude thermique des eaux fluviales, que nous avons dû limiter au bassin inférieur de la Moselle, est susceptible d'applications d'ordre pratique, telle l'utilisation des eaux par les industries et les centrales thermiques pour le refroidissement. Les températures conditionnent de plus l'état biologique et physico-chimique de ces eaux (M. Chartier, 1963) ; elles imposent par là même de strictes limites aux rejets d'eaux usées, afin d'éviter toute pollution grave (A. Goubet, 1967).

Mais les températures des eaux présentent un intérêt plus proprement hydrologique ; elles reflètent les variations des températures atmosphériques et donc les conditions climatiques générales. Elles devraient permettre, comme l'a tenté avec succès M. Chartier, d'identifier l'origine de ces eaux, donc des apports issus des différents secteurs du bassin, sous réserve évidemment d'un équipement suffisant en stations de mesures. Certaines températures extrêmes absolues ou simplement moyennes journalières peuvent contribuer enfin à caractériser des phénomènes hydrologiques de première importance, crues et étiages de saison chaude et surtout de saison froide, dont un des aspects majeurs va être précisé.

B.-Glaces fluviales dans le bassin inférieur de la Moselle

La documentation relative aux glaces fluviales est limitée à la partie allemande du bassin inférieur de la Moselle ; aussi, aucune étude valable n'a-t-elle pu être entreprise dans le cadre du Plateau Lorrain et surtout de la montagne vosgienne.

Les données susceptibles d'une exploitation systématique, concernent essentiellement les jours avec charriage de glaces ou avec couverture de glace stable. Si les annuaires hydrologiques fournissent des indications précises depuis 1901 pour l'ensemble des cours d'eau, les archives plus anciennes se rapportent uniquement à la Moselle et à la Sarre inférieure : elles sont de plus fort incomplètes. Seules deux stations comportent une longue période d'observations des glaces fluviales : Trèves depuis 1829 et Coblence depuis 1901. Les autres stations des bassins de la Sarre, de la Sûre et de la Kyll n'offrent que des valeurs fragmentaires.

Il est néanmoins possible de préciser les traits essentiels du régime des glaces dans le bassin inférieur de la Moselle, les périodes remarquables de glaces fluviales ainsi que leur influence sur le régime du Rhin. Auparavant, il a semblé utile de rappeler succinctement la genèse des glaces en milieu tempéré.

Il existe peu de travaux spécialisées sur les glaces, cependant celles du Rhin et du Danube ont été fort bien étudiées (M. Eschweiler, 1959 b), M. Kresser et W. Laszloffy , 1964). Le mécanisme de formation de la glace, sur l'ensemble des cours d'eau de l'Europe aussi bien océanique que continentale, se réalise par stades successifs (M. Pardé et R. Frécaut, 1967). Tous les auteurs sont d'accord pour opposer le cas particulier des eaux de lacs et de chenaux artificiels à courant faible, où la glace se forme exclusivement à partir de la surface, et celui plus général des cours d'eau soumis à un écoulement turbulent.

Dans ce dernier cas, une couverture de glace ne peut se développer directement en surface, par suite des mouvements de brassage généralisé dans les eaux fluviales ; le refroidissement gagne l'ensemble de la section mouillée, après plusieurs jours sans dégel ou de grand froid. Dès que la température des eaux est voisine de 0°, des particules de glace, de taille microscopique, affectent la totalité du volume des eaux. Ces cristaux se fixent de préférence dans les secteurs du lit à écoulement le moins turbulent ; on oppose ainsi la glace de fond ou Grundeis et la glace de rives ou Randeis. La glace de fond est

évidemment difficile à repérer et elle peut se constituer bien avant qu'aucun glaçon n'apparaisse en surface.

Si le froid persiste et augmente d'intensité, le cours d'eau charrie bientôt des glaçons en surface. Ces glaces flottantes ou Treibeis proviennent à la fois de la remontée de la glace de fond et des cristaux en suspension qui se soudent. Le mouvement de ces glaces ou Eisbewegung se prête à une observation aisée, encore que l'importance de ces glaçons ne soit précisée en aucun cas.

La période de gel se prolongeant, les glaces dérivantes augmentent en nombre et en taille et tendent à se joindre aux glaces de rives. De même, les glaçons s'accumulent dans les secteurs à pente réduite ou à faible turbulence, tels les hauts fonds des rives convexes des méandres, de même qu'en amont d'obstacles naturels ou artificiels, îles et ponts (M. Pardé, 1942). La congélation totale de la surface des eaux se généralise rapidement de proche en proche, souvent d'aval en amont, et une couverture de glace stable ou Eisstand se constitue alors.

A la fin de la période de gel, la carapace de glace se rompt autant par suite de l'élévation du plan d'eau, dûe à l'augmentation des débits après des basses eaux ou même des étiages marqués, que par fusion directe de la glace. Aussi, les secteurs les premiers touchés par la débâcle correspondent-ils souvent aux confluences d'affluents importants. De nouvelles glaces flottantes sont alors observées ; elles s'accumulent créant parfois des retenues d'eau considérables et pouvant causer, lors de la rupture des barrages de glace, des crues locales mais catastrophiques.

Différents facteurs climatiques, mais également hydrologiques et morphologiques, interfèrent dans la formation des glaces fluviales. W. Kresser et W. Laszloffy (1964) ont tenté d'exprimer le rôle des facteurs climatiques par la notion de "quantité globale de froid", soit la somme des températures moyennes de l'air, pendant un nombre déterminé de jours sans dégel consécutifs, permettant, en une station donnée, l'apparition de glaces.

L'imprécision des données tant climatiques qu'hydrologiques ne nous a pas permis de calculer cette valeur pour la Moselle ; on peut estimer, cependant, que quelques jours sans dégel suffisent au charriage des glaces, compte tenu évidemment de la température des eaux à la veille de la période de gel. D'ailleurs, sur le Danube, plus abondant mais soumis à des conditions climatiques plus rudes en saison froide, le temps moyen nécessaire au charriage de glaçons à Vienne serait de 6,2 jours, pour une température moyenne de l'air égale ou inférieure à - 3,9° ; à Budapest, cette durée moyenne ne serait plus que de 4,2 jours, pour une température moyenne d'au moins - 3,4°.

Il serait encore plus intéressant de pouvoir déterminer la "quantité globale de froid", autrement dit l'intensité et surtout la durée du gel, indispensable à la formation d'une couverture de glace stable ; il semble qu'en moyenne plusieurs dizaines de jours sans dégel soient nécessaires. Plus la vague de froid est durable, même si elle est entrecoupée de brèves phases de réchauffement, plus la congélation des eaux est poussé

Les conditions hydrologiques propres à la période froide sont, elles aussi, à prendre en considération, spécialement les débits bruts et les vitesses du courant fluvial. Enfin, comme S. Horvath surtout l'a montré pour le Danube, les caractéristiques morphométriques des lits naturels, la pente en particulier, facilitent ou retardent la prise en glace des eaux. Certains secteurs fluviaux apparaissent donc comme favorables à la formation de glaces.

Toutefois, ce schéma général ne s'applique intégralement qu'à des périodes froides remarquables, du moins pour les cours d'eau océanique Bien souvent, les seuls phénomènes observables en saison froide sont les charriages de glaces, les périodes de gel étant trop brèves et trop discontinues pour que se constitue un couche de glace stable.

Il est difficile de définir un régime moyen de glaces de la Moselle inférieure. En effet, la formation de glaces n'est ni régulière, ni annuelle. Au cours de la période 1901-1960, on a relevé à Trèves et à Cochem 15 années sans glace sur 52 observées dont plusieurs séries de 2 à 3 années consécutives : 1910-1911, 1951-1953 et 1957-1959. Les documents concernant les glaces à Trèves au XIXe siècle sont plus incertains : de 1830 à 1900, il n'y aurait pas eu moins de 32 années sans glace. On peut se demander, à juste titre, si cette valeur exceptionnellement élevée n'est pas simplement dûe à une insuffisance des observations.

A ces réserves près, les totaux moyens annuels de jours avec charriage de glaces et couverture de glace stable auraient été respectivement de 11,5 et de 3,1 à Trèves au XIXe siècle ; pour la période 1901-1960, ils se sont élevés à 8,5 et 1,3 à Trèves contre 11,4 et 1,8 à Cochem. L'englacement des eaux à Cochem, de décembre à février, serait donc plus fréquent qu'à Trèves, du fait des caractéristiques particulières du lit. Ces valeurs moyennes de la Moselle sont sensiblement du même ordre de grandeur que celles relevées sur la Loire à Orléans, soit 13 jours de charriage de glaces pour une période de référence très brève et froide, il est vrai (1855-1859) (M. Pardé, 1942).

Par contre, sur le Rhin inférieur et spécialement sur le Waal hollandais, soumis au courant de flux de la Mer du Nord, la prise en glace du fleuve est totale en hiver sur cinq et elle persiste alors en moyenne 22 jours. Les différents bras du Rhin charrient un hiver sur deux des glaces flottantes (J. W. Tops, P. J. Wemelsfelder et A. Volker, 1959). En Europe plus nettement continentale, la formation de glaces sur les cours d'eau est plus fréquente encore. Lors des années 1877-1932, on n'a enregistré que 2 années sans glace sur le Danube à Budapest.

De plus, pour la même série de référence que celle de la Moselle (1901-1960), les totaux moyens de jours avec glaces flottantes et avec couverture fixe de glace sont plus élevés, du moins sur le cours moyen et inférieur du fleuve : respectivement 17 et 3 jours à Vienne, 32 et 11 jours à Budapest, 27 et 12 jours à Pancsevo, 39 à 28 jours à Braïla (W. Kresser et W. Laszloffy, 1964). C'est seulement dans les bassins continentaux et froids que le gel des eaux constitue un phénomène annuel et durable, la couverture de glace subsiste deux mois et demi sur le Niemen inférieur, 5 mois et demi sur la Kama (M. Pardé et R. Frécaut, 1967).

La Moselle inférieure possède donc un régime de glaces typiquement océanique, caractérisé par une discontinuité majeure dans le temps ; la durée moyenne des charriages de glaces et de la prise en glace totale des eaux superficielles est des plus modestes. Cependant, au cours des saisons froides remarquables, l'englacement des eaux du cours d'eau peut prendre des proportions exceptionnelles.

Il n'est évidemment pas possible d'analyser en détail toutes les périodes remarquables de glaces survenues au XIXe siècle et au XXe siècle. On ne dispose d'ailleurs que d'éléments d'appréciation incomplets : nombre de jours avec charriage de glaces et avec couverture de glace stable (tabl. XIX).

L'épaisseur maximale de cette couverture n'est pas connue avec précision ; elle doit dépasser rarement 0,4 et 0,5 m, selon nos propres observations en février 1956 et janvier 1963. On ne possède pas, d'autre part, de renseignements valables sur les sections effectivement prises en glace non plus que sur les vitesses d'englacement (1). On sait

---

(1) A titre purement indicatif, rappelons que la progression de la couverture de glace, à partir d'obstacles naturels ou artificiels, peut atteindre de 0,1 km / h à 1 km / h sur le Danube à l'amont de Budapest et exceptionnellement, jusqu'à 4 km / h en aval (W. Kresser et W. Laszloffy 1964).

TABLEAU XIX PERIODES FROIDES REMARQUABLES. BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE

Nombre de jours avec charriage de glace (1) et couverture de glace stable (2)

1829/30 - 1959/60

Stations		1829/1830 D. Jr F	1840/1841 D. Jr	1843/1844 Jr F	1847/1848 D. Jr	1853/1854 D. Jr	1860/1861 D. Jr	1869/1870 Jr. F	1870/1871 D. Jr F	1875/1876 Jr. F	1879/1880 D.JrF	1890/1891 D. Jr	1892/1893 D. Jr	1900/1901 Jr. F	1916/1917 Jr. F	1928/1929 D. Jr	1933/1934 D. Jr	1939/1940 Jr. F	1940/1941 D. Jr	1941/1942 Jr. F	1946/1947 D.Jr.F	1955/1956 F. M.
MOSELLE																						
Besch	1			24	21	20	22	13	12	10	13			20	11	11	11		18	32	29	9
	2			-	23	26	10	14	19	7	40			7	15	11	21			2	9	-
Trier	1	38	15	16	18	26	38	36	52	33	41	61	6	25	25	11	10	41	25	32	11	27
	2	38	29	28	20	15	-	-	-	-	11	-	6	-	-	14	14	-	-	-	31	-
Mehring	1			10	36	15	33	15	24	17	14			25				26	25	27	17	14
	2			-	-	22	-	-	-	-	17			-				11	-	3	5	8
Bernkastel	1			18	46	32	27	16	29	38				25				21	24	31	19	16
	2			-	-	7	-	15	14	-				-				15	-	4	31	10
Cochem	1													23	30	29	8	24	25	50	32	10
	2													-	-	14	34	-	-	-	22	19
SARRE																						
SAARLOUIS	1		-	4	6	25	5	2	2		-											
	2		17	2	12	32	19	30	25		36											
MERZIG	1													9								
	2													21								
SAARBURG	1			9	6	5	19	9	3	11	27			6	12							
	2			-	46	28	-	17	25	36	40			12	-							
NIED																						
Niedaltdorf	1													-	2	-						
	2													29	2	21						
PRIMS																						
Nalbach	1													19	16	-	2					
	2													16	22	26	8					
SURE																						
Bollendorf	1													28			12	17				
	2													-			-	-				
Ralingen	1													21	11							28
	2													-	-							-
METZDORF	1																					24
	2																					9
OUR																						
Keppeshausen	1																					3
	2																					19
KYLL																						
Ramstein	1														2	-		14				
	2														25	23		-				

simplement que, du fait des conditions topographiques locales du lit, la formation de glace de fond et d'une couverture de glace superficielle était caractéristique, jusqu'à une période récente, des secteurs à méandres de Lay, d'Eller, de Traben-Trarbach et de Mehring (W. Eschweiler, 1959b).

En décembre 1829, en janvier et février 1830, le gel des eaux fut intense sur la Moselle, comme sur la Seine ; le cours d'eau aurait été pris de glace pendant 30 jours à Trèves. Le deuxième grande période exceptionnelle de glaces fluviales au 19° siècle fut l'hiver 1879-1880, avec 40 jours de couverture de glace à Besch, en janvier et en février ; l'englacement de la Moselle à Trèves semble avoir été moins grave. Tous les cours d'eau du bassin de la Sûre étaient totalement gelés (E. Lahr, 1950) et la carapace de glace de la Sarre aurait persisté pas moins de 36 jours à Sarrelouis et de 40 jours à Saarburg (1). Une couverture de glace stable recouvrait la Seine dans la région parisienne de décembre à février, son épaisseur dépassa parfois 0,3 m (J. Sanson, 1945)

Lors de l'hiver 1928-1929, la majorité des cours d'eau de l'Europe océanique et continentale, de la Seine au Rhin et au Danube, furent totalement gelés en surface en janvier et en février. Dans le courant de janvier, des glaces flottantes s'accumulèrent dans les secteurs inférieurs du Main, du Neckar, de la Lahn et de la Moselle. La couverture de glace se développa en février et subsista jusqu'au début de mars ; sa durée fut de 14 jours environ pour la plupart des stations de la Moselle, elle dépassa 20 jours sur la Nied, la Prims et la Kyll. Sur le Rhin lui-même, des glaces stationnaires se formèrent non seulement dans les secteurs habituellement pris de glace, comme le parcours en amont de la Lorelei et le Waal, mais également en de nombreuses sections à méandres : à Gernsheim, à l'aval de Worms, à Unkel et à Düsseldorf (W. Eschweiler, 1959b).Ainsi près de 350 km du cours du Rhin supérieur et inférieur furent totalement pris par la glace.

Les trois saisons froides consécutives 1939-1940, 1940-1941 et 1941-1942 méritent d'être mentionnées, bien que l'extension des glaces sur la Moselle n'ait pas été considérable. Au cours de l'hiver 1946-1947 remarquable surtout par sa longueur, soit près de 3 mois, le gel total des eaux superficielles a dépassé 30 jours à Trèves et à Bernkastel. C'est à cet hiver que correspondent d'ailleurs, les durées maximales de couverture de glace enregistrées au XXe siècle sur le Danube : 65 jours à Bratislava, 33 jours à Budapest, 68 jours à Bogojevo (W. Kresser et W. Laszloffy, 1964).

---

(1) A cette époque, la Sarre était encore peu influencée par la pollution thermique. Depuis le début du XXe siècle, cette pollution s'est considérablement accrue du fait des implantations industrielles dans la vallée ; les glaces fluviales sont devenues rares et ne sont plus observée

La brièveté de la période de gel en février 1956 n'a généralement pas permis la prise en glace de la Moselle ; celle-ci n'a charrié, comme la plupart de ses affluents, que des glaces flottantes. Seuls certains secteurs "privilégiés" : Mehring, Bernkastel et Cochem, étaient gelés. De même, si le Rhin a été fortement englacé dans son cours moyen (la Lorelei), il n'a été que peu touché par les glaces en aval (W. Eschweiler, '959b).

Il faut souligner que, dans l'ensemble, les charriages de glaces et la prise en glace totale des eaux superficielles sont plus fréquents, au cours de ces hivers exceptionnels, sur les petits cours d'eau des bassins de la Sarre, de la Sûre et de la Kyll que sur la Moselle ; ce fait s'explique avant tout par la faiblesse des volumes d'eau écoulés par les affluents, d'où un refroidissement plus rapide.

Les conséquences de la formation de ces glaces exceptionnelles sont capitales tant pour la Moselle elle-même que pour le Rhin. La présence de glace de fond et d'une couverture de glace pendant des dizaines de jours rend aléatoire toute mesure hydrométrique, elle constituait surtout, dans un passé peu éloigné, une gêne sérieure pour la navigation. Le dégagement d'un chenal était le plus souvent impossible sur la Moselle inférieure, comme sur le Rhin d'ailleurs, malgré l'emploi de brise-glaces ou d'explosifs. Mais on peut penser que la navigation qui se développe sur la Moselle aménagée depuis peu ne sera plus que faiblement entravée par les glaces. En effet, de même que sur le Neckar, le Main et la Lahn canalisés, d'importantes masses de glace de fond ne pourront plus se former dans les retenues en amont des barrages-écluses ; la turbulence des eaux y étant réduite, une couverture de glace compacte de surface, beaucoup plus facile à dégager, se constitue rapidement (W. Eschweiler, 1959b). D'autre part, la série des barrages implantés sur la Moselle inférieure doit permettre de contrôler l'évacuation de ses glaces flottantes vers le Rhin, en fonction des apports en glace des autres affluents et de l'écoulement des glaces propres au fleuve.

Or, avant les travaux d'aménagement, la dislocation de la couverture de glace s'effectuait toujours très brutalement sur la Moselle, qui livrait ainsi directement au Rhin dans le secteur de confluence des glaces flottantes en grande quantité. Cette fusion rapide des glaces n'a eu que rarement des conséquences redoutables pour la vallée de la Moselle ; au contraire, cet apport massif de glaces par le cours d'eau contribuait à l'aggravation de la situation sur le Rhin. Lors de la rupture de barrages de glace, spécialement en aval de la confluence, des crues locales, mais désastreuses, pouvaient se produire, telle la crue de débâcle tristement célèbre de la fin de février 1784.

Un réchauffement général, faisant suite à une période de gel intense, affecta l'ensemble du bassin du Rhin y compris le secteur alpin.

Les barrages de glace, formés en partie des apports de la Moselle, furent submergés et démolis par les eaux de crue provenant d'amont. A Coblence, sur le Rhin, la cote atteignit 10,2 m, soit 0,9 m de plus que lors de la crue mémorable mais exclusivement pluviale de janvier 1926. De Coblence aux Pays-Bas, d'énormes dégâts furent provoqués dans la vallée du Rhin inférieur (Deuxième Partie - Chapitre V).

Les glaces fluviales sont en définitive relativement fréquentes sur les cours d'eau océaniques, comme la Moselle ; exceptionnellement même, elles peuvent revêtir un caractère de très grande gravité. Cependant, on peut espérer que l'aménagement réalisé permettra de lutter plus efficacement contre l'entrave qu'elles imposent à la navigation et de limiter les effets parfois désastreux des apports de glace au Rhin. En hydrologie lacustre même, les glaces jouent un rôle qui ne doit pas être sous-estimé.

C.-Régime thermique de quelques lacs vosgiens

Une analyse approfondie des températures des eaux de surface ne saurait ignorer les problèmes spécifiques aux eaux lacustres. On ne possède toutefois que peu d'informations précises récentes sur les températures des eaux des principaux lacs vosgiens.

Les recherches déjà anciennes de E. Hubault (1932-1947), sont essentielles à cet égard. Elles fournissent, pour les lacs de Retournemer, de Longemer, de Gérardmer et de Lispach, des indications d'autant plus précieuses que la limnologie était alors beaucoup plus axée sur les problèmes d'hydrobiologie que sur ceux d'hydrologie proprement dite. Les mesures faites de 1929 à 1932 l'ont été à l'aide d'un thermomètre à renversement en des points parfaitement définis et sur toute la profondeur des eaux. L'auteur présente, de plus, les résultats inédits de mesures mensuelles dans le lac de Gérardmer, de juillet 1908 à juin 1909. Dans une mise au point récente, R. Joly (1963) apporte des précisions supplémentaires pour certains de ces lacs. Les quelques relevés de températures que nous avons effectués, lors de prélèvements d'eau, sont trop peu nombreux pour avoir une signification véritable.

Malgré ces insuffisances de documentation, il a paru intéressant de fixer les traits majeurs du régime thermique de ces lacs de moyenne montagne.

Les températures relativement basses des eaux superficielles sont liées à l'altitude élevée des cuvettes lacustres, à la courte durée annuelle de l'insolation et à l'abondance des précipitations en partie solides. La saison chaude est brève et les températures mensuelles maximales des eaux correspondent à juin ou à juillet, suivant les années. La plus forte température estivale, relevée dans les couches superficielles du lac de Gérardmer de 1929 à 1932, n'a été que de 21,5°, le 3 juillet

1930 (E. Hubault, 1947).

Mais la véritable originalité de ces lacs réside dans leur évolution thermique d'ensemble au cours de l'année. Les variations saisonnières des températures des eaux superficielles déterminent des courants de densité et de brassage qui entraînent, eux-mêmes, des modifications de la stratification thermique des eaux. Ces lacs tempérés au sens de F. A. Forel, sont nettement de type dimictique, c'est-à-dire à double brassage annuel, suivant la classification de G. E. Hutchinson.

Leur régime thermique semblable à celui de nombreux lacs jurassiens et alpins, diffère sensiblement du régime des lacs des montagnes véritablement océaniques. Ainsi la plupart des lacs d'Irlande et d'Ecosse sont dits monomictiques chauds et ne connaissent qu'un seul brassage des eaux par an, en saison froide (A. Guilcher, 1965). Les lacs vosgiens appartiennent à une montagne certes océanique, mais froide en hiver.

Les variations saisonnières des températures des eaux superficielles et profondes du lac de Gérardmer, en 1908-1909, permettent de suivre dans le détail le mécanisme de l'évolution thermique propre aux lacs vosgiens (fig. 25).

A la fin de la saison chaude et au début de la saison froide, la température des eaux superficielles, supérieure à 4°, s'abaisse progressivement ; la densité de ces eaux va croissant jusqu'à 4°, température de densité maximale. Les eaux de surface s'enfoncent alors et sont remplacées par les eaux des couches inférieures moins denses. Ce mouvement de convection, assez lent, se poursuit aussi longtemps que toute la masse des eaux lacustres ne se trouve pas à 4°. Il se réalise en octobre, novembre et décembre, une homothermie provisoire sur toute la profondeur du lac (fig. 25 A). Elle disparaît dès que le refroidissement des eaux s'intensifie en surface. Une stratification thermique inverse des eaux s'établit au coeur de la saison froide ; les couches superficielles sont les plus froides et les eaux profondes ont des températures voisines de 4° (fig. 25 B).

Le même processus de brassage vertical se reproduit quand les eaux superficielles subissent un réchauffement à la fin de la saison froide et au début de la saison chaude, en avril ou mai. Une nouvelle homothermie provisoire s'observe alors de la surface au fond (fig. 25 C). En saison chaude, la stratification thermique des eaux est normale : une épilimnion chaud sur une tranche d'eau de 5 m environ, un hypolimnion plus froid au delà de 15 m de profondeur et un métalimnion avec des températures s'abaissant rapidement de près de 10° (fig. 25 D). Cette diminution brutale correspond à la Sprungschicht des limnologues allemands ou "couche de saut".

Ainsi, les températures des eaux superficielles descendent au-dessous de 4° en saison froide, deviennent nettement supérieures à 4° en saison chaude et passent deux fois par an, aux saisons intermédiaires, par la température de densité maximale. Les températures des eaux de fond du lac de Gérardmer sont relativement constantes et oscillent au plus entre 4° et 6°.

FIG.25 EVOLUTION THERMIQUE ANNUELLE DE TYPE DIMICTIQUE DU LAC DE GERARDMER (1908-1909)

(d'après E.Hubault)

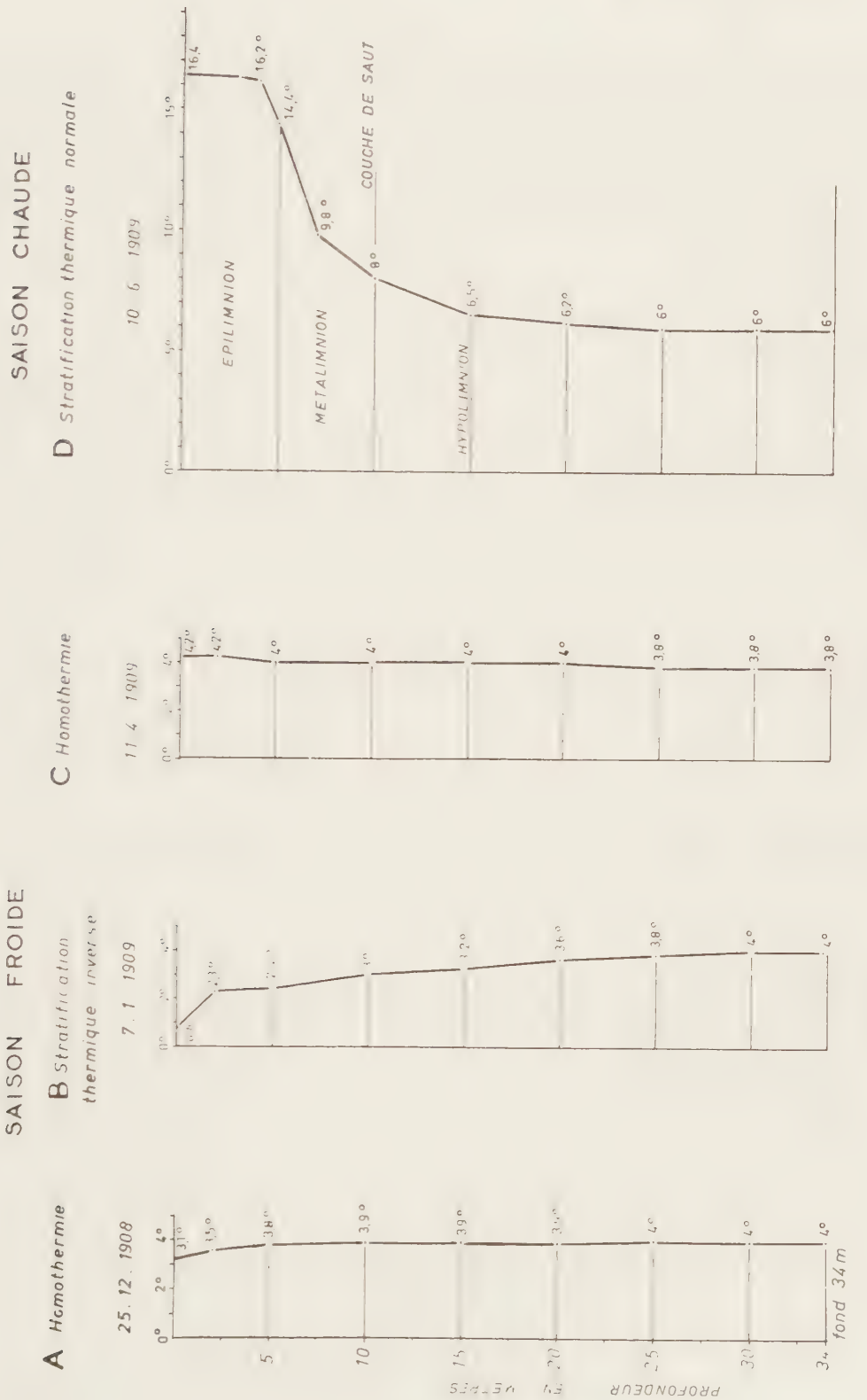
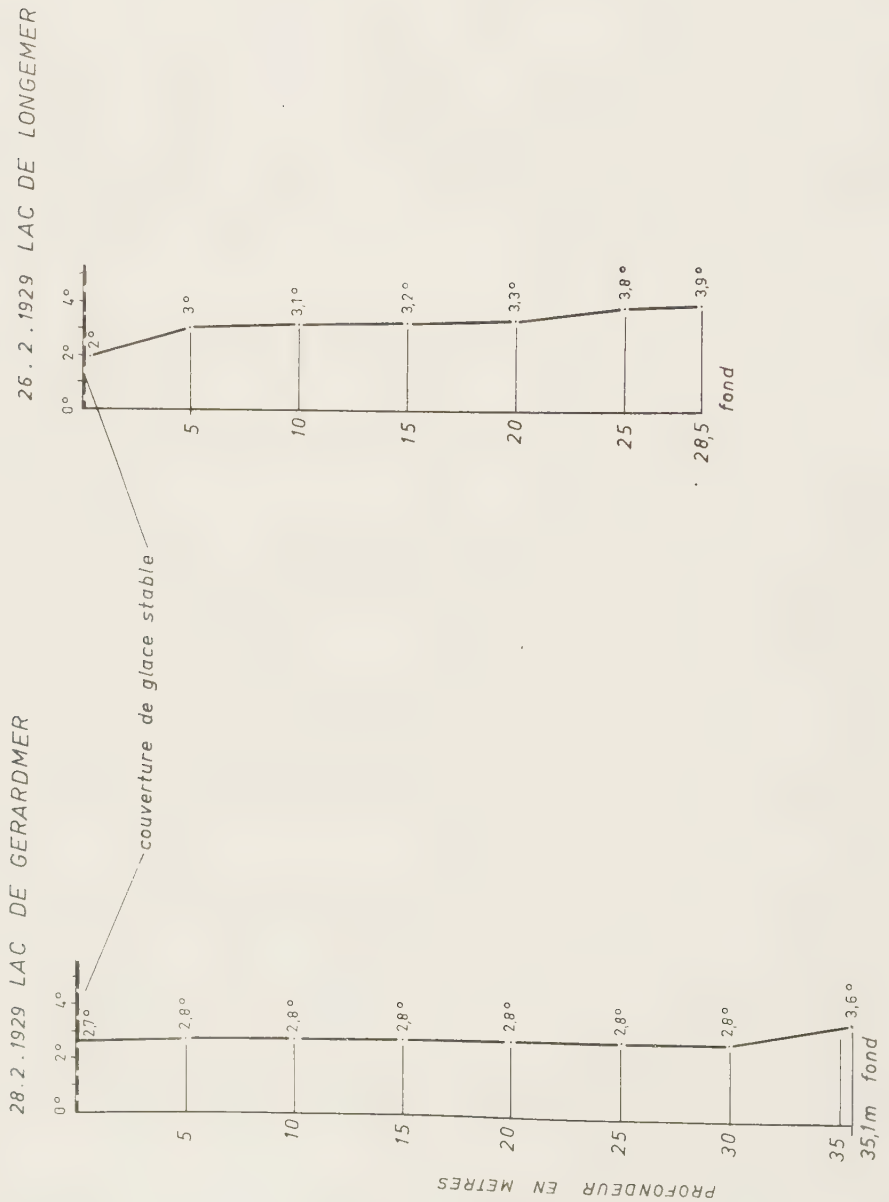


FIG.26 HOMOTHERMIE EXCEPTIONNELLE DE SAISON FROIDE DANS LES LACS DE GERARDMER ET DE LONGEMER SOUS COUVERTURE DE GLACE STABLE (février 1929).



Lors de saisons froides particulièrement rigoureuses l'évolution thermique précédente peut se trouver momentanément perturbée. Les lacs vosgiens gèlent en effet fréquemment et, du fait de l'absence de tout mouvement de turbulence, la glace se forme directement à partir de la surface. Pendant la saison froide remarquable de 1928-1929, une couverture de glace stable a recouvert ces lacs durant plus de 2 mois ; son épaisseur maximale atteignait 0,4 m à Retournemer et à Longemer (E. Hubault, 1947).

Directement au-dessous de la glace, E. Hubault a relevé des températures de l'ordre de 2 à 3°, à peine inférieure à celles des eaux profondes (fig. 26). La stratification thermique inverse, classique en saison froide, faisait place à une relative homothermie. Ainsi s'est trouvée réalisée pendant une brève période le régime thermique particulier aux lacs des régions froides et polaires, dits amictiques. Une fois établie la couverture de glace, les eaux lacustres ne sont plus influencées par la baisse des températures atmosphériques. Il s'agit là d'un phénomène qui, pour ne pas être exceptionnel en milieu tempéré océanique, méritait d'être signalé.

Les températures des eaux lacustres comme celles des eaux fluviales sont donc soumises directement à l'influence des températures atmosphériques, dont l'importance sur l'écoulement fluvial a été soulignée. Les précipitations constituent un autre facteur climatique capital du débit des cours d'eau.

IV.- Les précipitations et la variabilité de l'alimentation fluviale

L'insuffisance de l'équipement climatologique du bassin de la Moselle, spécialement en France, de même que la disparité de la documentation statistique constituent une gêne sérieuse surtout pour l'étude des précipitations (carte I hors-texte). Ce sous-équipement est sensible sur le Plateau Lorrain lui-même et une rationalisation du réseau pluviométrique s'impose à brève échéance (F.-R. de Sèze et G. Renaut, 1967). La densité des stations actuellement utilisables dans le bassin supérieur du cours d'eau est beaucoup moins élevée que celle des séries de A. Angot et de J. Sanson, malgré l'implantation récente dans le massif vosgien de postes souvent équipés d'appareils enregistreurs et exploités par le Génie Rural - Eaux et Forêts, le Service de la Protection des Végétaux, les Instituts de Géographie de Strasbourg et de Nancy.

Les mesures des précipitations totales, liquides et solides, fournissent d'autre part des résultats entachés d'erreurs, par suite du matériel utilisé ou de la qualité médiocre des observateurs. Trop peu de

pluviographes fonctionnent depuis une période suffisamment longue, tant en Allemagne qu'au Luxembourg et qu'en France. Enfin, l'emploi successif en une même station de types différents de pluviomètres rend délicate la comparaison entre les valeurs actuelles et celles des décennies passées ; aussi beaucoup de prudence s'impose-t-elle dans l'interprétation des données pluviométriques.

Cependant, à condition de prendre en considération un certain nombre de stations du versant oriental des Vosges situées à proximité de la ligne de faîte, on dispose d'éléments suffisants pour esquisser les traits fondamentaux de la pluviométrie du bassin, indispensables à la compréhension des phénomènes hydrologiques : totaux pluviométriques moyens annuels et mensuels et leur répartition dans l'espace, variations interannuelles et intersaisonnières des précipitations et leur irrégularité décisive pour l'alimentation fluviale, totaux pluviométriques journaliers caractéristiques d'averses durables de saison froide ou d'averses "orageuses" de saison chaude, données relatives à la neige dont le rôle certes modeste ne doit pourtant pas être sous-estimé.

A.- Les totaux pluviométriques moyens annuels et mensuels . Leur intérêt indéniable

La notion de moyenne pluviométrique, tout comme celle de moyenne thermique, est sujette à caution car elle estompe la réalité des faits climatiques en milieu tempéré océanique ; toutefois, une connaissance précise des totaux pluviométriques moyens annuels ou modules pluviométriques (1) est nécessaire pour aborder l'étude du bilan moyen annuel de l'écoulement et de l'abondance des cours d'eau. Cette première approximation doit être approfondie par une seconde analyse plus fine, celle de la répartition des précipitations moyennes annuelles dans certains bassins de régions de moyenne montagne ou de plateaux, à l'issue desquels sont connus les débits fluviaux. Du fait du rôle essentiel des variations saisonnières des températures sur l'écoulement, il importe enfin d'envisager la répartition des précipitations dans le temps, dans le cadre des deux saisons thermiques définies précédemment.

---

(1) Reprenant la terminologie de M. Pardé propre aux modules hydrologiques, on peut parler de modules pluviométriques particuliers, relatifs à une seule année, de modules globaux partiels pour une période de plusieurs années et de modules normaux pour une longue période comportant au moins trois décennies (G. Réméniéras, 1960 b).

1.- Répartition géographique des précipitations moyennes annuelles

Avant d'individualiser les principaux secteurs pluviométriques du bassin, il convient de fournir quelques précisions sur le choix des périodes de référence ou normales qui ont été retenues (tableau XX) ainsi que sur les principes qui ont guidé l'établissement d'une carte des modules pluviométriques normaux (fig. 27).

Le choix de périodes de référence significatives pour la totalité du bassin s'est révélé délicat car, si de nombreuses valeurs normales annuelles et mensuelles des précipitations ont été établies pour la partie française du bassin : 1851-1900 (A. Angot, 1919), 1891-1930 (J. Sanson, 1945), 1901-1930, 1921-1950, 1901-1950 et 1931-1960 (M. Garnier, 1967), une seule série de valeurs a été calculée pour la période 1901-1930 en Belgique (L. Poncelet et H. Martin, 1947) et deux seulement mais fort inégales en Allemagne : 1891-1930 et 1951-1960 (H. Schirmer, 1963) (1). Bien que la période 1931-1960 soit indéniablement la plus sûre et la plus en rapport avec les séries hydrométriques disponibles, la nécessité d'homogénéiser les résultats dans l'ensemble du bassin a conduit à retenir la période 1891-1930.

Certes, les valeurs établies pour la France par J. Sanson sont parfois contestables (M. Garnier, 1966a), mais elles ne s'écartent pas en fait sensiblement des autres valeurs normales dans les stations n'ayant subi aucun changement depuis leur implantation (tableau XXI). Ainsi, l'écart maximal n'excède-t-il pas 6,5 % à Nancy - Faculté des Sciences, 5,2 % à Toul et 2,5 % à Saint Nicolas de Port, pourcentages très proches de ceux signalés par R. Keller en Allemagne moyenne (1958). A notre sens, les écarts plus élevés relevés dans la plupart des stations entre les différentes séries de normales tiennent essentiellement aux modifications apportées aux postes de mesure : changement de site, remplacement et amélioration du matériel, renouvellement des observateurs. Les oscillations climatiques et par là même les changements du climat que certains ont cru déceler au travers de ces valeurs normales (A. Lefort, 1957) sont loin d'être prouvés, il s'agit avant tout d'un manque d'homogénéité des mesures pluviométriques. En effet, des périodes de référence de 30 à 50 ans seulement ne permettent pas de saisir le sens d'oscillations clima-

(1) Toutes ces périodes de référence comportent, du moins en France, des séries d'observations pluviométriques incomplètes par suite des guerres (1914-1918, 1940-1945), d'où maintes corrélations plus ou moins rigoureuses entre stations voisines.

TABLEAU XX TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MOYENS MENSUELS ET ANNUELS. (mm)

Nuance océanique de transition et à tendance continentale

a 1891-1930
b 1931-1950
c 1951-1960

Stations		Altitude	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Saison froide	Saison chaude
Alzey	a	[illegible]	[illegible]	29	[illegible]	39	44	57	60	57	49	49	40	43	537	221	316
Badonviller	b	326	90	[illegible]	65	70	80	110	100	90	85	80	90	80	1.020	475	545
Belfort	a	42[illegible]	55	57	60	67	69	76	72	79	79	86	77	73	850	389	461
	b	422	102	[illegible]	75	69	77	100	90	93	97	78	95	80	1.038	503	535
Bernkastel - Kues	a	[illegible]	45	[illegible]	44	46	56	69	76	71	57	66	54	54	679	285	394
	c	[illegible]	50	40	[illegible]	36	57	[illegible]	76	80	53	44	55	55	647	269	378
Bourbonne-les-Bains	b	[illegible]	90	[illegible]	59	56	[illegible]	89	77	92	79	70	[illegible]	84	922	453	469
Chateau Salins	a	347	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	79	63	82	76	72	75	60	779	349	430
	b	[illegible]	66	56	44	57	54	74	70	75	64	58	64	63	745	350	395
Chiny (1)	a	370	135	103	[illegible]	[illegible]	82	[illegible]	102	104	96	127	138	171	1.342	744	598
Clemency (1)	a	[illegible]	83	66	71	62	72	71	[illegible]	77	72	91	89	107	951	478	473
Cochem	a	[illegible]	43	36	44	43	47	[illegible]	65	57	52	59	49	55	609	273	336
	c	[illegible]	52	47	31	29	56	64	65	[illegible]	[illegible]	39	52	[illegible]	624	274	350
Colmar-Ville	a	[illegible]	23	22	31	39	52	53	60	53	50	48	40	31	502	186	316
	b	[illegible]	30	[illegible]	26	32	52	70	69	61	54	36	42	24	519	177	342
Commercy	a	249	69	61	67	53	67	65	73	64	55	86	87	86	833	423	410
	b	283	78	60	48	59	68	70	69	74	60	67	71	77	801	393	408
Epinal	a	386	83	75	78	78	79	78	91	84	88	99	95	98	1.026	507	519
	b	340	95	85	65	70	80	110	90	95	85	80	90	85	1.030	490	540
Etalle (1)	a	245	117	79	83	79	73	80	84	88	74	100	112	137	1.106	607	499
Gondrexange	a	275	67	60	67	67	67	70	82	73	73	76	79	84	865	424	441
	b	264	86	70	56	71	62	98	75	83	74	72	71	68	886	421	465
Halsdorf	a	300	51	47	51	45	59	[illegible]	75	70	56	69	59	65	710	318	392
	c	300	64	56	42	41	64	74	79	80	70	53	61	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Homburg	a	240	65	55	64	56	59	65	70	71	[illegible]	71	72	83	795	395	400
	c	240	75	63	50	46	68	75	72	87	71	[illegible]	65	63	809	[illegible]	[illegible]
Kaiserslautern	a	244	52	44	54	53	56	57	69	67	57	63	59	64	695	326	[illegible]
	c	242	55	55	39	41	52	79	[illegible]	[illegible]	65	46	49	71	696	310	336
Koblenz	a	[illegible]	42	[illegible]	29	43	43	66	79	[illegible]	57	56	43	44	616	247	369
	c	65	43	34	34	35	49	66	62	79	54	43	48	45	592	239	353
Langres - M.N.	a	[illegible]	[illegible]	56	66	70	73	[illegible]	73	79	66	95	83	84	907	433	474
	b	[illegible]	[illegible]	73	56	58	70	96	67	86	81	79	89	78	926	447	479
Longuyon	b	340	[illegible]	66	[illegible]	58	66	[illegible]	71	[illegible]	73	72	72	[illegible]	847	412	435
Lunéville	a	225	55	49	[illegible]	54	63	76	80	79	67	77	72	68	792	350	442
	b	[illegible]	[illegible]	57	46	64	58	94	66	82	68	63	61	61	788	355	433
Luxembourg-Ville	a	[illegible]	51	54	58	62	71	64	78	76	59	78	83	81	815	389	426
Luxeuil M.N.	b	[illegible]	80	65	60	55	60	95	80	90	85	70	85	75	900	420	480
Metz - Ecluse	a	170	50	41	49	46	51	58	68	64	56	65	62	63	673	311	362
- M.N.	b	189	65	53	42	48	51	63	57	72	56	52	60	55	674	323	351
Merzig	a	175	68	56	59	54	62	61	68	71	62	77	68	79	785	384	401
Mirecourt	a	294	46	43	49	53	62	63	70	66	73	81	74	62	747	327	420
	b	274	76	67	[illegible]	52	63	92	70	83	70	61	74	72	827	388	439
Mulhouse-Ville	a	[illegible]	48	43	49	59	62	72	76	[illegible]	71	72	61	62	[illegible]	321	415
	b	240	69	52	50	47	62	79	71	68	70	56	64	53	741	335	406
Munstermaifeld	a	270	32	28	33	34	43	56	68	54	50	52	39	39	527	204	323
	c	[illegible]	37	33	29	[illegible]	51	64	50	76	[illegible]	33	42	39	525	210	316
Nancy-Fac. Sc.	a	221	[illegible]	50	54	54	[illegible]	62	[illegible]	[illegible]	[illegible]	74	67	72	737	351	386
	b	221	69	58	42	56	54	80	60	69	67	57	61	64	737	350	387
Neufchateau	a	280	74	59	[illegible]	65	65	74	77	73	66	91	85	90	883	437	446
	b	[illegible]	94	71	52	54	[illegible]	85	[illegible]	79	72	69	77	77	860	425	435
Newel	a	[illegible]	59	49	55	50	57	[illegible]	73	75	59	74	65	72	751	350	401
	c	365	52	58	43	39	61	75	60	90	66	50	59	80	741	337	404
Oberkirchen	a	[illegible]	76	66	65	57	59	65	69	75	59	74	81	92	838	437	401
Pirmasens	a	[illegible]	57	51	61	61	63	71	81	75	69	75	73	74	811	377	434
Phalsbourg M.N.	b	377	70	60	55	65	65	85	80	80	70	65	70	60	825	380	445
Rambervillers	b	286	71	63	53	53	63	90	71	[illegible]	71	63	73	67	830	383	447
Saarbrücken-Stadt	a	205	62	52	61	55	63	65	71	72	[illegible]	72	71	79	786	380	406
	c	205	67	65	46	42	62	78	66	[illegible]	71	50	62	78	771	300	411
Saint-Avold	b	[illegible]	75	63	[illegible]	59	61	[illegible]	73	[illegible]	74	67	70	76	829	392	437
Saint-Dié	b	[illegible]	110	[illegible]	75	70	85	120	100	105	100	[illegible]	110	105	1.170	560	610
Saint-Dizier M.N.	a	[illegible]	56	54	56	59	61	62	68	79	64	92	63	67	781	355	426
	b	[illegible]	[illegible]	60	[illegible]	50	65	74	70	[illegible]	60	62	61	65	746	345	401

TABLEAU XX (suite) TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MOYENS MENSUELS ET ANNUELS.(mm)

(1) *Stations pour lesquelles les valeurs normales correspondent à la période 1901-1930.*

Nuance océanique froide

Nuance océanique de transition et à tendance continentale.

Abreschwiller	b	810	170	140	110	120	110	140	130	120	120	130	150	140	1.580	830	750
Ballon de Servance	a	1.0[illegible]	119	109	126	97	118	12[illegible]	1.9	150	168	176	163	153	1.649	767	882
Bastogne (1)	a	92[illegible]	[illegible]	70	76	72	76	81	85	82	83	93	94	109	1.010	510	500
Birkenfeld	a	[illegible]	85	68	70	62	55	65	70	71	67	85	83	106	887	474	413
	c	19[illegible]	[illegible]	80	52	44	59	64	64	88	76	63	79	107	865	451	414
Bitburg	a	395	62	60	56	4[illegible]	[illegible]	6[illegible]	7[illegible]	[illegible]	58	73	61	71	738	346	392
	c	315	81	58	61	[illegible]	[illegible]	[illegible]	79	[illegible]	60	50	58	78	749	336	+13
Blankenrath	a	[illegible]	81	44	51	60	64	72	72	69	61	71	68	94	726	320	406
	c	1[illegible]	61	53	[illegible]	[illegible]	69	71	70	[illegible]	66	53	66	74	759	343	416
Labo	b	[illegible]	16[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	1.530	781	750
Deuselbach	a	[illegible]	58	62	[illegible]	2[illegible]	[illegible]	[illegible]	74	[illegible]	72	74	68	79	837	391	446
	c	[illegible]	71	71	8	[illegible]	[illegible]	87	78	—	[illegible]	6	62	78	851	413	438
Dreis	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	70	81	814	393	421
	c	475	76	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	74	807	382	+25
Gerardmer	b	[illegible]	200	150	130	120	110	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	180	160	1.780	940	840
Gornhausen	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	76	859	394	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	72	[illegible]	[illegible]	[illegible]	67	[illegible]	[illegible]	[illegible]	838	381	+27
Hermeskeil	a	[illegible]	99	77	[illegible]	7[illegible]	7[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	125	[illegible]	559	517
	c	[illegible]	99	92	5[illegible]	[illegible]	7[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	+95
Hillesheim	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	77	[illegible]	373	400
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	+25
La Bresse	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	200	170	[illegible]	1.010	890
Lac de la Lauch	b	[illegible]	222	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	1.876	1.010	866
Lac Noir	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	721
Le Puix (Bal. Alsace)	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Nürburg	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Otzenhausen	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Prüm	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Ramonchamp-Le Thillot	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Reinsfeld	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Remiremont	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Rupt-sur-Moselle	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Schneifelforsthaus	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Sevven (L. d'Alfeld)	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Winterspelt	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

Stations		Altitude	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Saison froide	Saison chaude
Saint-Mihiel	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Saint-Nicolas-de-Port	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Sarreguemines	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Strasbourg-I.P.G.	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Thionville	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Toul	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Trier-Stadt	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Von der Heydt	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Waldwisse	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Wittlich	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Zinswiller	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Zouftgen	b	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Zweibrücken	a	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	c	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

tiques séculaires, la comparaison de moyennes portant sur 80 à 100 ans serait plus expressive (M. Pardé, 1964 c).

Par ailleurs, l'intérêt d'une carte des modules pluviométriques normaux est de permettre, à partir de renseignements analytiques et ponctuels, une estimation approchée de la tranche d'eau moyenne annuelle tombée sur l'ensemble du bassin et par grands secteurs géographiques (fig. 27).

TABLEAU XXI

VALEURS DE DIVERS MODULES PLUVIOMETRIQUES NORMAUX EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN (mm)

Stations	1851 -1900	1891 -1930	1901 -1930	1921 -1950	1901 -1950	1931 -1960
Nancy Fac. Sc.	735	727	749	750	747	737
St-Nicolas-de-Port	739	721	740	731	-	723
Toul	721	685	696	693	-	703

On a préféré à la méthode de Thiessen fréquemment employée (F. Hirsch, 1966) la méthode plus classique, mais aussi rapide, qui consiste à calculer une moyenne compensée par planimétrage des zones comprises entre les diverses isohyètes (M. Pardé, 1964 c.- R. Frécaut, 1964a). Faute d'un réseau pluviométrique suffisamment dense, n'ont été dessinées que certaines isohyètes, de 100 en 100 mm dans les régions de plateaux et de 200 en 200 mm dans les secteurs de montagnes. Des valeurs moyennes corrélées à partir de stations voisines et similaires, parfois extérieures au bassin, ont été utilisées pour les zones les plus mal pourvues en pluviomètres.

C'est dire que, malgré un contrôle minutieux des données pluviométriques, cette carte ne constitue qu'une simple esquisse qui mériterait d'être affinée et précisée en de nombreux secteurs du bassin. Elle a, d'ailleurs, été entièrement reprise pour la partie française du bassin dans le cadre de la période 1931-1960 (G. Renaut, 1967b), mais le dessin général des isohyètes ne se trouve pas sensiblement modifié.

La lame d'eau moyenne annuelle précipitée sur le bassin s'élève à 808 mm, elle dépasse donc quelque peu les estimations de M. von Tein (1905), soit 761 mm. L'auteur avait, en effet, utilisé une période de référence fort brève (1891-1900) et de surcroît peu humide. Cette valeur moyenne, qui ne donne évidemment qu'un ordre de grandeur, revêt néanmoins un intérêt primordial pour l'étude du bilan moyen annuel

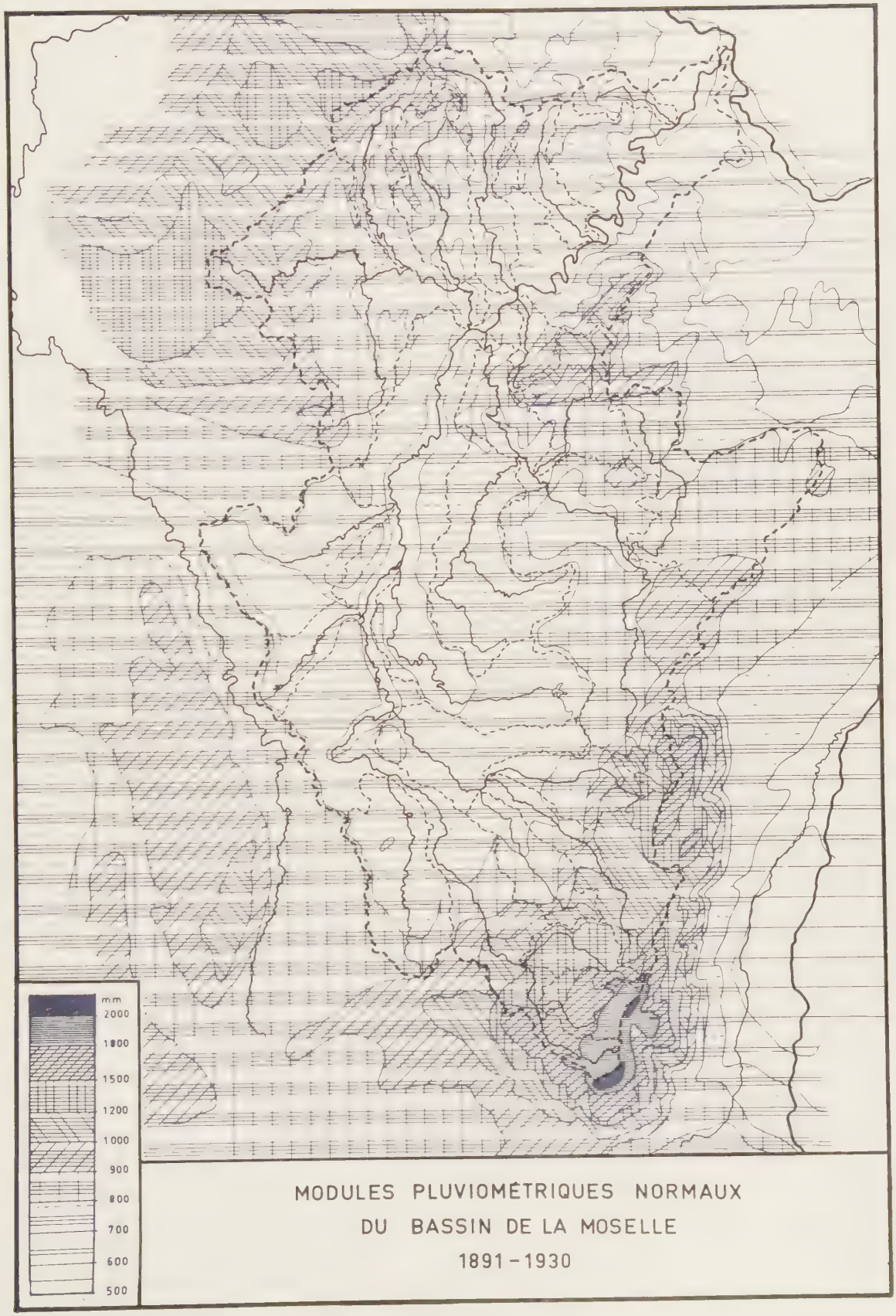

mm
2000
1800
1500
1200
1000
900
800
700
600
500
MODULES PLUVIOMÉTRIQUES NORMAUX
DU BASSIN DE LA MOSELLE
1891 - 1930

FIG. 27

global du cours d'eau (Deuxième Partie - Chapitre II).

Divers secteurs pluviométriques s'individualisent en fait dans le bassin de la Moselle en fonction des facteurs orographiques et l'on retrouve une nette opposition entre le Plateau Lorrain et ses bordures montagneuses. Le rôle du relief sur la distribution géographique des précipitations tient à l'orientation particulière des grandes lignes directrices de ce relief et également à l'altitude . P. Pédelaborde (1957b) a relevé la correspondance assez étroite qui lie les principaux axes orographiques du bassin, Vosges, Massif Schisteux Rhénan, Ardenne, et les zones de forte pluviométrie. L'influence de l'altitude sur les précipitations est double, qualitative et quantitative ; on reviendra sur l'aspect purement qualitatif dans l'étude de la neige. Quant au rôle quantitatif de l'altitude, se traduisant par le gradient pluviométrique, il a été estimé à 2 mm/m dans l'Eifel et le Hunsrück (D. Pfeiffer et H.W. Quitzov, 1953) valeur très proche de celle calculée pour l'Ardenne (G. Bediot, 1966). Le gradient pluviométrique sur le versant occidental du massif vosgien est vraisemblablement au moins aussi élevé, mais l'insuffisance des mesures pluviométriques ne permet pas de le déterminer avec précision.

Les modules pluviométriques sont seulement moyens sur le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, ils varient de 650 mm à 1000 mmm au plus. Les précipitations s'accroissent grossièrement du Nord au Sud et surtout d'Ouest en Est, au contact des Vosges. Des "auréoles pluvieuses" signalent les différentes cuestas, cependant le revers de la cuesta du Rauracien est plus arrosé que celui des cuestas du Bajocien et du Muschelkalk, vu son exposition particulière aux masses d'air océaniques (A. Godard, 1951). L'effet d'abri exercé par ces cuestas apparaît nettement en Woëvre, dans le bassin du Rupt de Mad (1) et dans le bassin supérieur de l'Orne, de même que dans la majeure partie du bassin de la Seille et dans la vallée de la Sarre moyenne. Le secteur moyen de la vallée de la Moselle de Toul à Trèves connait également et pour la même raison des précipitations moyennes annuelles inférieures à 700 mm, comme d'ailleurs le secteur inférieur de la vallée de Trèves à Coblence. Ces zones faiblement pluvieuses sont au demeurant assez peu étendues et leur influence sur l'écoulement global est de ce fait peu sensible.

Les massifs montagneux de la périphérie constituent des zones de fortes précipitations, tout particulièrement les Vosges. Les totaux pluviométriques sont fort mal connus dans ce massif, faute, on l'a souligné, d'un réseau de stations suffisamment dense, aussi l'estimation à 1.460 mm de la lame d'eau précipitée annuellement sur cette partie du bassin faite par M. von Tein (1906) semble-t-elle pour le moins prématurée.

Dans les Vosges méridionales et centrales, jusqu'au Nord de Dabo, les précipitations sont abondantes, elles passent de 1000 mm à la limite occidentale du massif à plus de 1500 mm dans les bassins supérieurs de la Sarre et de la Meurthe et à plus de 2000 mm dans le haut bassin de la Moselle. La dissymétrie pluviométrique fondamentale de la chaîne est trop classique pour que l'on s'y attarde, elle se marque par une brusque chute du gradient pluviométrique sur la plaine d'Alsace. Certains auteurs ont cru cependant pouvoir noter une légère suralimentation pluvieuse du secteur situé directement à l'Est de la ligne de faîte, au profit donc du bassin de l'Ill (G. Kempp, 1937- R. Lecolazet, 1950) ; les mesures entreprises mais portant

(1) La tranche d'eau moyenne annuelle tombant sur le bassin du Rupt de Mad est voisine de 700 mm, elle a été surestimée de près de 50 mm par une étude récente (C.I.C.E.C., 1963).

sur une période trop brève ne permettant pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse (J.P. Rothé et A. Herenschneider, 1963). De plus, une grave indétermination subsiste sur la localisation exacte et l'extension réelle des zones sommitales du bassin à précipitations annuelles supérieures à 2000 mm. L'extrémité méridionale du massif (Ballon d'Alsace et lac d'Alfeld) ainsi que le secteur de la ligne de faîte compris entre Wildenstein et le Hohneck doivent enregistrer un module pluviométrique proche de 2500 mm. A l'opposé, les hautes vallées de la Moselle, de la Meurthe et de la Fave, fortement encaissées, sont soumises à un effet d'abri et connaissent des chutes d'eau moindres.

Ainsi, le massif vosgien, du moins dans sa partie méridionale et centrale, apparaît comme fortement arrosé surtout si on le compare à d'autres moyennes montagnes océaniques. Les totaux pluviométriques annuels maximaux sont plus abondants que dans la Forêt Noire voisine, où ils ne dépassent pas 2200 mm (M. Manig et H. Schirmer, 1961). De même, les hauts sommets de l'Auvergne volcanique, plus élevés que les ballons vosgiens, reçoivent pour une période de référence assez comparable (1880 - 1949) des précipitations annuelles légèrement inférieures (P. Estienne, 1951). La barrière relativement continue que forme la montagne vosgienne imprime en effet aux masses d'air océaniques un mouvement d'ascendance très net, d'où de fortes précipitations à caractère orographique dominant. Les hauts plateaux gréseux s'abaissent progressivement au Nord de Dabo et les modules pluviométriques n'atteignent plus que 900 mm au contact du Pfälzer Wald.

Le Hunsrück, l'Eifel et l'Ardenne Belgo-luxembourgeoise constituent d'autres secteurs à pluviométrie assez forte, les totaux annuels excèdent pourtant rarement 1000 mm. En ce qui concerne l'Ardenne et l'Eifel, la dissymétrie pluviométrique très nette de ces massifs joue au détriment du bassin inférieur de la Moselle et au profit des affluents de la Meuse moyenne : Lesse, Ourthe et Amblève. Alors que les précipitations moyennes annuelles atteignent près de 1400 mm dans la haute Ardenne occidentale, tout comme dans les zones les plus élevées du Westerwald et du Taunus (F. Tichy, 1951), les hauts bassins abrités de la Sûre, de la Prüm et de la Kyll enregistrent à peine plus de 1000 mm. Quant au Hunsrück, seul le secteur occidental de l'Idar Wald, soit les bassins supérieurs de la Ruwer et de la Dhron, reçoit une tranche d'eau annuelle légèrement supérieure à 1000 mm ; les précipitations modestes d'ensemble s'expliquent par l'écran imposé aux masses d'air océaniques par l'Ardenne et l'Eifel tout proche.

Cette analyse de la répartition géographique des précipitations, forcément superficielle à l'échelle du bassin de la Moselle doit être complétée par une étude plus fine de la pluviométrie par bassins partiels.

2. - Répartition des précipitations moyennes annuelles par bassins types

Une telle étude présente un intérêt hydrologique plus direct en ce sens qu'elle fournit un des éléments essentiels du bilan moyen annuel de l'écoulement pour certains grands secteurs du bassin de la Moselle et pour les bassins de ses divers affluents. Toutefois, les séries de mesures hydrométriques encore peu nombreuses, surtout en France, imposent un choix limité de bassins de référence, ceux pour lesquels sont connus débits bruts et spécifiques, donc les indices d'écoulement réels.

Il a été possible, grâce à la méthode classique par planimétrage, de calculer la lame d'eau moyenne annuelle précipitée sur quelques bassins

partiels du massif vosgien et du Plateau Lorrain (1). De son côté, R. Keller (1958) a effectué la même estimation pour un grand nombre de cours d'eau d'Allemagne Fédérale, à partir également de la période 1891-1930. On dispose ainsi d'éléments suffisants pour esquisser une répartition des précipitations annuelles par bassins-types, bassins de moyenne montagne et bassins de région de plateaux.

Seuls les bassins vosgiens sont vraiment caractéristiques de la moyenne montagne de par leur forte pluviométrie (tableau XXII). Les précipitations moyennes annuelles y sont largement supérieures à 1.000 mm, du fait de leur altitude moyenne élevée et de leur exposition favorable aux effluves océaniques. Le total précipité dans le bassin supérieur de la Moselle directement à l'amont de Remiremont est certes élevé (1.689 mm), mais il doit approcher 1.800 mm dans les petits bassins de la haute Moselle en amont du Thillot, de la haute Moselotte en amont de Cornimont, de la haute Vologne en amont de Longemer et de la haute Meurthe en amont de Plainfaing.

Un second groupe de bassins présente une pluviométrie moyenne ou assez forte, comprise entre 800 et 1.000 mm, donc largement supérieure à la pluviométrie globale du bassin de la Moselle. Divers types de bassins se rattachent à ce groupe : bassins d'étendue souvent moyenne et comportant des secteurs de montagne et de plateaux (bassin de la Moselle à Toul, de la Meurthe à Malzéville, de la Sûre à Bollendorf), petits bassins appartenant intégralement à l'Ardenne ou au Massif Schisteux Rhénan (bassins de l'Our à Keppeshausen, de la Prüm à Lünebach, de la Ruwer à Kasel, de la Dhron à Dhrontalsperre), petits bassins enfin correspondant à des secteurs élevés du Plateau Lorrain dans sa partie orientale au contact du massif vosgien (bassins de la Mortagne à Moyen, du Schwarz Bach à Contwig).

Par contre, les bassins du centre du Plateau Lorrain, tels celui du Madon à Pulligny, de la Nied à Bouzonville, n'ont qu'une pluviométrie très moyenne, toujours inférieure à 800 mm (2) ; c'est le cas également de petits bassins d'affluents de la Moselle inférieure strictement localisés dans la dépression de Luxembourg-Trèves (bassins de la Salm à Dreis, de la Lieser à Platten).

Il existe ainsi une grande diversité dans la répartition spa-

---

(1) Ces valeurs moyennes établies par la période 1891-1930 sont très proches de celles calculées pour la France par G. Renaut (1967b)dans le cadre de la normale 1931-1960, elles ne s'écartent d'ailleurs que de peu des valeurs présentées par F. de Sèze et J.F. Zumstein (1968) pour la brève période 1952-1966.

(2) La tranche d'eau moyenne annuelle précipitée sur l'ensemble du bassin de la Seille a été évaluée à 735 mm pour la période 1946-1965 (Y. L'hote, 1967).

TABLEAU XXII

PRECIPITATIONS MOYENNES ANNUELLES PAR BASSINS TYPES (1891-1930)

B A S S I N		Altitude moyenne (m)	Précipitations (mm)
Bassins à forte pluviométrie			
Moselle à Noirgueux		745	1.689
Moselle à Epinal		674	1.517
Vologne à Jarménil		665	1.390
Bassins à pluviométrie moyenne ou assez forte			
Moselle à Toul		431	1.067
Meurthe à Malzéville		398	938
Mortagne à Moyen		389	923
Prüm à Lünebach	(1)	-	912
Our à Keppeshausen	(1)	-	910
Dhron à Dhrontalsperre	(1)	-	908
Sûre à Bollendorf		-	901
Ruwer à Kasel	(1)	-	891
Kyll à Densborn	(1)	-	864
Schwarz Bach à Contwig	(1)	-	852
Sarre à Mettlach		-	805
Bassins à pluviométrie médiocre			
Madon à Pulligny		358	783
Lieser à Platten	(1)	-	772
Nied à Bouzonville		276	750
Salm à Dreis	(1)	-	778

(1) d'après R. Keller (1958)

tiale des précipitations, donc dans l'alimentation fluviale, elle se double d'une égale variété dans la répartition temporelle de ces précipitations.

3.- Types de régimes pluviométriques moyens - Précipitations de saison froide et de saison chaude

La notion de répartition saisonnière des précipitations moyennes ou de régime pluviométrique moyen est certes critiquable, mais, Ch. P. Péguy (1965, 1968) a fort bien montré que l'emploi de moyennes arithmétiques se révèle finalement aussi satisfaisant que celui de tout autre paramètre dans le calcul des bilans moyens saisonniers de l'écoulement. Cependant, les saisons généralement prises en considération par les climatologues conviennent mal aux recherches hydrologiques.

Le régime pluviométrique moyen a fait l'objet de nombreuses tentatives de schématisation, dont aucune ne mérite d'être retenue ici.

A la suite de R. Musset (1943), les quatre trimestres astronomiques sont classés par ordre décroissant, les coefficients pluviométriques de chaque mois permettant en outre de dégager les maximums et minimums mensuels principaux et secondaires. A. Godard (1951), appliquant cette méthode aux précipitations sur le Plateau Lorrain, a pu ainsi distinguer et cartographier pas moins de six nuances pluviométriques différentes. A. Lefort (1957), de son côté, a délimité trois grandes catégories de régimes saisonniers dans le massif vosgien. Plus récemment encore, F. Hirsch (1966) a décelé pour le seul bassin de la Bruche six nuances dans la répartition saisonnière des précipitations. Le choix théorique de ces saisons de référence de même que l'incertitude quant à la valeur des données pluviométriques, à partir desquelles sont calculées les moyennes trimestrielles, enlèvent beaucoup de sa séduction à une telle schématisation.

Le système des polygones de "pluviosité" de R. Balseinte, repris par A. Godard dans la planche climatologique de l'Atlas de la France de l'Est, ne modifie en rien cet inconvénient majeur. Pourtant, l'introduction du rapport des précipitations de saison "chaude" (printemps et été de mars à août) aux précipitations de saison "froide" (automne et hiver, de septembre à février) constitue un premier essai de délimitation de saisons véritablement thermiques, malgré des coupures peu satisfaisantes. La technique cartographique originale des régimes pluviométriques de Ch. P. Péguy (1965, 1967, 1968 et 1970), fondée sur l'emploi de six moyennes bi-mestrielles et tenant compte à la fois de l'intensité et de la nature des précipitations et même, dans une certaine mesure, des températures, serre de près la réalité climatique, mais elle s'avère d'un maniement fort compliqué.

La répartition des précipitations au cours de l'année sera donc simplement envisagée dans le cadre des deux saisons thermiques

moyennes définies précédemment : la saison froide de novembre à avril, la saison chaude de mai à octobre. L'importance de l'évapo-transpiration en saison chaude et son rôle le plus souvent négligeable en saison froide justifie cette césure fondamentale. Il s'agit donc d'une conception des régimes pluviométriques plus simple mais différente de celle des climatologues.

Le regroupement des précipitations en deux semestres mérite pourtant d'être nuancé. Certains mois apparaissent, en effet, sur une longue période de référence comme relativement abondants ou indigents en précipitations. Ainsi, les mois les moins arrosés se placent soit en fin de saison froide (février, mars ou avril) sur le Plateau Lorrain, soit en début de saison chaude (avril-mai) dans les moyennes montagnes. Le fléchissement des précipitations à cette période de l'année est, d'ailleurs, une des caractéristiques essentielles de la pluviométrie en milieu tempéré océanique (A. Guilcher, 1953 - J. Mounier, 1964). Aussi convient-il dans l'analyse des divers régimes pluviométriques du bassin de prendre en considération non seulement les maximum et minimum saisonniers, mais également les maximum et minimum mensuels de l'année.

La répartition saisonnière des précipitations n'est nullement tranchée dans le bassin de la Moselle, le régime pluviométrique moyen apparaît comme "confus", aussi bien dans les régions de plateaux à climat océanique de transition ou à tendance continentale que dans les secteurs montagneux à climat océanique froid. Il n'y a pas de mois véritablement secs ni de mois hyperhumides, car le flux océanique domine en toutes saisons et en tous mois (1). Une certaine égalisation des totaux pluviométriques s'observe en général entre saison froide et saison chaude, si bien qu'une étude fréquentielle de la répartition saisonnière et mensuelle des précipitations, fondée sur l'emploi des coefficients pluviométriques, est sans grande signification, d'autant que les séries de mesures disponibles sont trop brèves. F. Hirsch (1966) est ainsi arrivé à la conclusion qu'aucune distribution rigoureuse ne régit les précipitations au cours de l'année.

On peut pourtant opposer deux nuances principales dans le régime pluviométrique moyen du bassin (tableau XX). Sur le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, donc dans la majeure partie du bassin, le maximum des précipitations se place en saison chaude, juin, juillet ou août étant les mois les plus pluvieux. Le total précipité sur l'ensemble de la saison froide n'est que de peu inférieur, bien que février, mars ou avril soient "normalement" les moins humides. Les pluies d'été sont cycloniques à l'égal de celles d'hiver, malgré leur caractère fréquemment orageux (P. Pédelaborde, 1957b).

---

(1) Dans le cadre d'années particulières, certains mois de saison chaude ou de saison froide peuvent enregistrer toutefois un déficit pluviométrique marqué.

Le rapport entre les précipitations de saison chaude et les précipitations de saison froide traduit bien la très relative prééminence des pluies d'été, il est à peine supérieur à l'unité, voisin de 1,1 à 1,2 tant pour les stations les plus expressives du Plateau Lorrain : Nancy, Saint-Nicolas-de-Port, Toul (1), que pour celle des Vosges du Nord : Phalsbourg, ou du Pfälzer Wald : Kaiserslautern, Pirmasens, Zweibrücken. Ainsi, la saison chaude, période de basses eaux moyennes, n'est nullement indigente en précipitations, mais l'écoulement fluvial réduit est directement déterminé par une active évapotranspiration.

Le régime pluviométrique de la vallée inférieure de la Moselle et de la cuvette de Wittlich mérite d'être précisé, bien qu'il soit sans grande influence à l'échelle du bassin, il reflète nettement le caractère plus continental du climat. La part plus grande des précipitations de saison chaude, tout comme dans la plaine bado-alsacienne, ressort de la valeur plus élevée, 1,2 à 1,4, du rapport entre les totaux pluviométriques moyens de saison chaude et ceux de saison froide (Trèves, Bernkastel-Kues, Cochem).

Un second type de régime pluviométrique caractérise les secteurs de moyenne montagne à climat océanique froid. Le maximum pluviométrique saisonnier correspond à l'hiver, novembre, décembre et surtout janvier étant les mois les plus humides. Le total des précipitations moyennes de saison chaude est légèrement inférieur et la période de relative indigence est reportée au début de cette saison (avril ou mai). L'altitude accentue donc le caractère océanique de ces montagnes, particulièrement du point de vue pluviométrique.

Cependant, le rapport : hauteur des précipitations de saison chaude-hauteur des précipitations de saison froide, de peu inférieur à l'unité (0,7 à 0,9) dans les stations les plus élevées du massif vosgien de part et d'autre de la ligne de faîte : Abreschviller, Dabo, Gérardmer, La Bresse, Le Thillot, le Puix, lac d'Alfeld, lac de la Lauch, lac Noir (2), de même que dans les stations du versant occidental du Hunsrück : Hermeskeil, Oztenhausen, Reinsfeld, de l'Eifel : Schneifelforsthaus, Winterspelt, de l'Ardenne : Bastogne, montre que la prédominance pluviométrique de la saison froide est limitée. En cette saison pourtant, il y a coïncidence despréci-

---

(1) Selon H. Sommelet (1965), ce rapport s'établit également à 1,1 à la station de Gondrexange, pour laquelle l'auteur a dû pratiquer de nombreuses interpolations.

(2) Les données pluviométriques de la station du Ballon de Servance semblent contestables tant en ce qui concerne le total moyen annuel précipité sous-estimé que la répartition saisonnière marquant un maximum de saison chaude.

pitations les plus abondantes et d'une évapotranspiration réduite sinon nulle, ce qui est capital pour l'écoulement fluvial saisonnier en montagne.

Ce régime pluviométrique propre aux régions hercyniennes du Nord-Ouest se retrouve dans la plupart des massifs montagneux voisins : Westerwald, Taunus (Kahler Asten et Grand Feldberg), Vogelsberg (F. Tichy, 1951), alors qu'en Forêt Noire on relève une légère prééminence des précipitations de saison chaude (M. Manig et H. Schirmer, 1961).

Dans la majeure partie du bassin de la Moselle domine ainsi un régime pluviométrique à maximum relatif de saison chaude ; un pourcentage appréciable des précipitations est donc inefficace, en ce sens que ces précipitations ne profitent pas à l'écoulement. Ce bref aperçu de la pluviométrie moyenne du bassin ne saurait suffire à l'explication des phénomènes hydrologiques, car les précipitations connaissent en réalité une grande irrégularité dans le temps.

B.- Les variations interannuelles et intersaisonnières des précipitations. Leur irrégularité fondamentale

Si l'on observe une relative stabilité des valeurs moyennes annuelles et mensuelles des précipitations d'une normale à l'autre, de grands écarts avec la normale caractérisant les valeurs annuelles et mensuelles particulières. Les précipitations connaissent, en effet, en milieu tempéré océanique de fortes variations interannuelles et intersaisonnières. Ce fait est capital pour l'écoulement fluvial et il doit être pris en considération dans l'étude des bilans particuliers annuels ou saisonniers (Deuxième Partie - Chapitre II).

Une analyse statistique approfondie, fondée sur l'emploi de techniques mécanographiques et électroniques, qui n'étaient pas à notre portée, permettrait seule, théoriquement du moins, de préciser la distribution effective des lames d'eau précipitées, annuellement, saisonnièrement ou mensuellement ainsi que leurs fréquences partielles et leurs probabilités (F. Hirsch, 1966). On envisagera simplement ici les caractères généraux de la pluviosité annuelle ou saisonnière (1) et leurs incidences sur les débits fluviaux.

1.- Variabilité interannuelle des précipitations. Années humides et années sèches

La variabilité interannuelle des précipitations peut être

---

(1) Il convient de réserver strictement le terme de pluviosité, aux variations des précipitations dans le temps ; la pluviosité est le rapport du total des précipitations pour une année, une saison ou un mois particuliers au total moyen pour un groupe déterminé d'années, de saisons ou de mois correspondants.

mise en évidence grâce à deux séries de valeurs différentes, d'une part les valeurs extrêmes, maximales et minimales, des modules pluviométriques pour une longue période de référence, d'autre part, les valeurs particulières des totaux pluviométriques de chaque année de cette période.

Les valeurs extrêmes maximales et minimales des lames d'eau précipitées annuellement en des stations n'ayant subi pratiquement aucune modification font saisir l'ampleur des fluctuations de la pluviométrie (tableau XXIII). La variabilité inhérente aux précipitations annuelles peut être concrétisée par un coefficient ou indice dit de variabilité ou d'irrégularité (G. Réméniéras, 1960-M. Pardé, 1968) soit le rapport du module de l'année la plus humide de la série (M) au module de l'année la plus sèche (m) (1)

Ce coefficient, comme l'avait déjà signalé A. Angot (1919) n'excède généralement pas 3 dans le domaine océanique tant de transition ou à tendance continentale : 2,6 à Bernkastel-Kues, 2,2 à Saint-Nicolas-de-Port, 2,4 à Toul, 2,6 à Trèves, que dans les régions de moyenne montagne : 3,1 à Hermeskeil, 2,3 au lac de la Lauch, 2,3 au Lac Noir, 2,7 à Ramonchamp, 2,4 à Schneifelforsthaus, 2,4 au lac d'Alfeld. R. Hermann (1965) cite une valeur similaire, 2,3, pour le Grand Feldberg dans le Taunus. L'irrégularité interannuelle des précipitations est donc sensible dans le bassin typiquement océanique de la Moselle, elle est pourtant moindre que dans les bassins fluviaux méditerranéens, où ce coefficient peut atteindre 4 à 5.

Quant aux valeurs particulières des modules pluviométriques considérées séparément, elles permettent de caractériser la pluviosité propre à chaque année, soit en valeur absolue, soit en pourcentage par rapport à la valeur de la normale. Les années extrêmes du point de vue pluviométrique se définissent par des rapports ou mieux des écarts très grands avec la normale. Ainsi pour la majorité des stations envisagées (fig. 28), l'année la plus humide a été 1930, avec un écart à la normale allant de + 34 % à Bernkastel-Kues à + 51 % à Ramonchamp. De son coté, 1921 a été l'année la plus sèche dans la plupart des stations, son déficit pluviométrique s'exprimant par un écart avec la normale négatif et fort élevé : - 41 % à Toul et au lac d'Alfeld, - 57 % à Hermeskeil. L'écart avec la normale pour de telles années exceptionnellement pluvieuses ou indigentes en précipitations peut varier de 30 % à près de

---

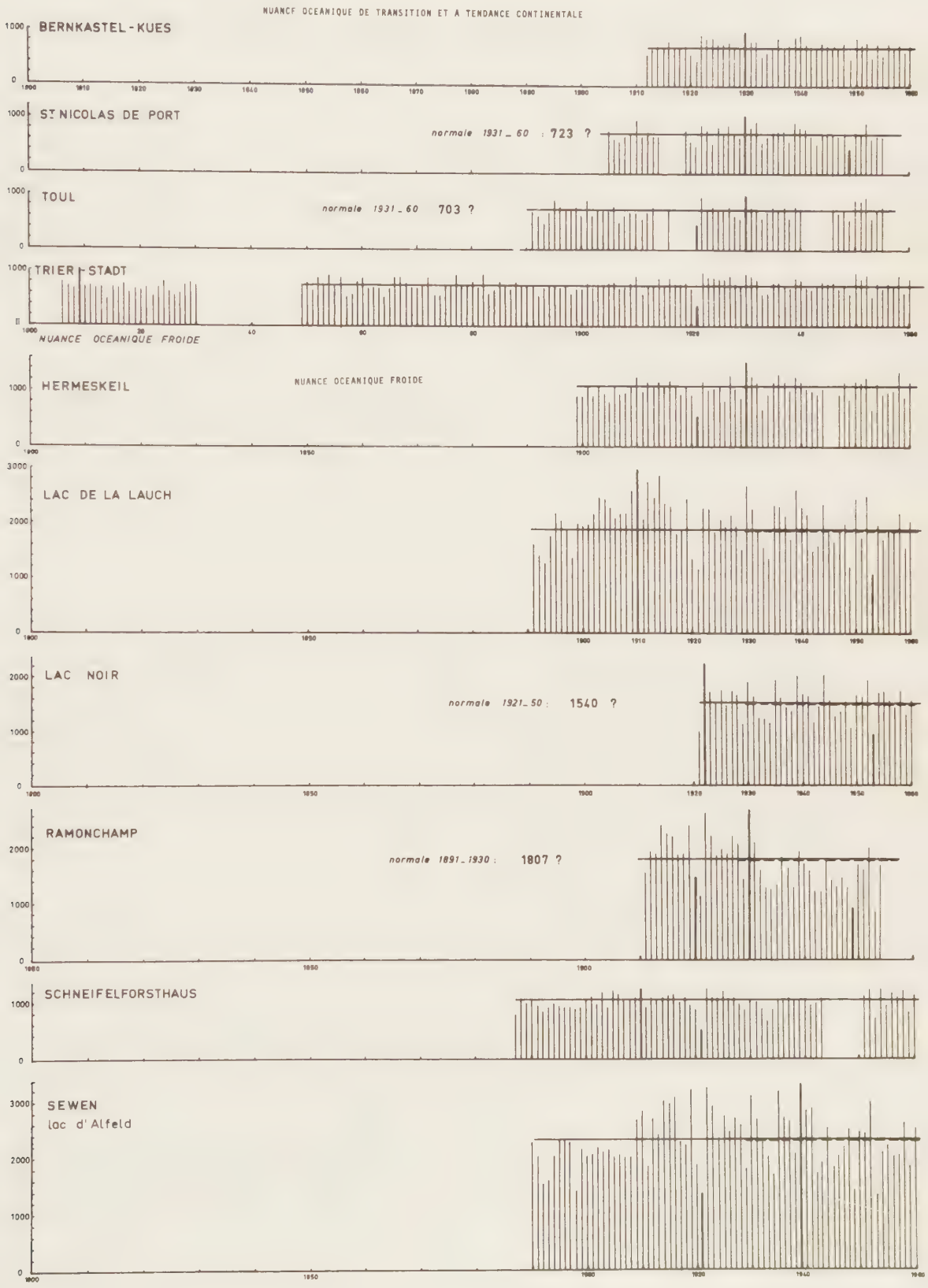
(1) La notion de sécheresse recouvre en fait deux aspects distincts, à savoir une faiblesse exceptionnelle des précipitations et une intense évapotranspiration. Malgré une ambiguité certaine, en conservera ce terme pour parler des précipitations indigentes, par souci de simplification.

TABLEAU XXIII

VALEURS MAXIMALES (M) ET MINIMALES (m)
DES TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS ET ANNUELS (mm)

STATIONS		Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	Période de référence
Bernkastel-Kues	M	119	106	109	134	134	123	131	174	126	200	151	134	909	1912-1960
	m	3	1	1	11	12	12	20	14	1	6	6	7	353	
Hermeskeil	M	245	191	209	172	192	91	139	238	152	293	276	234	1.490	1899-1960
	m	17	2	2	13	16	14	5	12	2	3	16	8	470	
Lac de la Lauch	M	492	560	730	404	293	270	320	454	341	503	690	698	2.977	1891-1960
	m	15	5	5	0	6	52	15	3	10	7	21	26	1.043	
Lac Noir	M	322	387	256	352	226	287	257	203	275	407	403	360	2.218	1921-1960
	m	14	14	7	22	6	53	11	20	30	14	30	17	965	
Ramonchamp	M	361	530	307	404	400	272	300	403	358	475	439	541	2.731	1911-1954
	m	28	12	5	9	9	33	9	42	34	15	26	8	987	
Saint-Nicolas-de-Port	M	132	108	120	163	135	152	154	155	154	194	188	169	1.022	1905-1955
	m	5	1	6	20	9	22	4	9	14	7	16	12	459	
Schneifelforsthaus	M	189	175	185	158	136	187	182	197	162	184	213	232	1.290	1887-1960
	m	26	9	22	5	12	32	23	16	9	3	24	36	539	
Sewen-Lac d'Alfeld	M	660	659	842	588	347	470	339	427	424	676	749	810	3.360	1890-1960
	m	20	6	5	0	28	27	9	13	15	11	14	17	1.385	
Toul	M	128	119	145	104	145	211	157	132	110	173	139	150	981	1891-1955
	m	9	0	2	0	10	9	6	4	4	4	12	5	403	
Trier-Stadt	M	118	107	113	108	142	164	178	159	125	195	147	154	998	1806-1960
	m	8	3	1	0	2	13	27	23	2	3	11	15	383	

FIG.28 VARIATION DES TOTAUX PLUVIOMETRIQUES ANNUELS EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN (mm)



60 % suivant les secteurs du bassin ; il est légèrement plus marqué, semble-t-il, dans les parties montagneuses fortement arrosées que dans les régions de plateaux.

Un calcul systématique des écarts à la normale des divers totaux pluviométriques annuels ménerait à classer schématiquement les années considérées en trois catégories principales : années "humides" ou à forte pluviosité, années "sèches" ou à faible pluviosité, années à pluviosité moyenne. On peut retenir, dans une approximation grossière, comme années à forte pluviosité celles où les précipitations présentent un écart d'au moins + 10 % à + 20 % avec la valeur de la normale correspondante. Depuis 1891, en plus de l'année remarquable 1930 déjà citée, les années 1895, 1910, 1914, 1916, 1922, 1939, 1940, 1948, 1952 et 1958 ont connu une pluviosité élevée ; certaines de ces années humides ont d'ailleurs comporté des saisons froides elles-mêmes exceptionnellement humides. D'autre part, tout comme l'année 1921 remarquablement sèche, 1929, 1933, 1934, 1938, 1949, 1953 et 1959 ont été des années à faible pluviosité, leurs totaux pluviométriques offrant au minimum un écart de - 10 % à - 20 % avec les valeurs normales. Lors de certaines de ces années sèches, la saison chaude a enregistré également un déficit pluviométrique exceptionnel. De nombreuses années enfin se caractérisent par une pluviosité moyenne, l'écart à la normale n'excédant pas 5 à 10 %.

Ce bref aperçu ne saurait toutefois donner qu'une idée fort incomplète de la variabilité réelle des précipitations annuelles, car bien souvent ces années humides et sèches se regroupent en des séries plus ou moins nettes (R. Frécaut, 1964a). La répartition statistique de ces séries reste pourtant aléatoire, faute de périodes d'observations pluviométriques suffisamment longues, tout au plus peut-on signaler quelques tendances générales. Les décennies récentes 1911-1920, 1921-1930 et 1931-1940 ont été marquées dans l'ensemble par une assez forte pluviosité, alors que la décennie 1941-1950, plus particulièrement la période 1942-1949, a été très sèche, à l'exception toutefois de l'année 1948 (J. Sanson et M. Pardé, 1950).

Mais ces fluctuations de la pluviométrie annuelle, traduisant l'existence d'oscillations climatiques brèves, dites périodiques, sont en fait très irrégulières puisqu'on relève des années à très faible pluviosité : 1921, 1929, 1933, 1934, 1938, en pleine période réputée humide ou au contraire faisant suite à une série d'années sèches, telle l'année 1949. En l'état actuel de nos connaissances, il serait vain de vouloir déceler une quelconque périodicité et des cycles réguliers dans cette succession d'années humides et sèches.

Cette variabilité ou plus exactement cette irrégularité interannuelle des précipitations en milieu tempéré océanique, décisive pour l'écoulement fluvial, se double d'une irrégularité intersaisonnière encore plus nette.

2.- Variabilité intersaisonnière des précipitations. Saisons humides et saisons sèches.

L'étude des variations intersaisonnières des précipitations importe plus encore à notre optique hydrologique, car la pluviométrie de saison froide a une influence certaine sur les débits de saison chaude, même si les possibilités d'accumulation en eaux souterraines dans le bassin sont limitées. De plus, les caractères de la pluviosité de saison chaude méritent de retenir tout spécialement l'attention, ils sont décisifs pour l'écoulement fluvial de pair avec l'évapotranspiration maximale en cette saison (A. Lobert et J. Dautry, 1969).

Il ne saurait être question ici encore de mener une analyse exhaustive de la pluviosité de chaque saison, on se contentera de quelques remarques sur l'irrégularité fondamentale des précipitations saisonnières, sur les divers types de saisons froides et chaudes humides ou sèches, sur leur succession effective dans le cadre des années humides et sèches, tout en réservant un bref développement aux saisons froides et chaudes à déficit pluviométrique exceptionnel.

Les valeurs extrêmes des différents totaux pluviométriques mensuels de saison froide et de saison chaude, considérés sur une longue période d'observations, montrent à l'évidence l'irrégularité qui régit la répartition saisonnière des précipitations (tableau XXIII). Si l'on applique aux totaux pluviométriques extrêmes de chacun des mois le coefficient de variabilité utilisé précédemment, on obtient des valeurs toujours supérieures à 5, donc beaucoup plus élevées que dans le cas de l'irrégularité interannuelle. Ce qui frappe surtout, c'est que, en une station donnée, ces coefficients sont généralement les plus forts lors des mois "normalement" les moins arrosés : février, mars ou avril en régime océanique de transition ou à tendance continentale (Bernkastel-Kues, Saint-Nicolas-de-Port, Toul et Trèves), mars, avril et surtout mai en régime océanique froid (lac de la Lauch, lac Noir, Ramonchamp, lac d'Alfeld). Autrement dit, les tendances moyennes de la pluviométrie peuvent être ou fortement renforcées ou totalement estompées au cours de ces mois de transition entre la saison froide et la saison chaude.

Malgré cette irrégularité extrême, il a été possible à J. Godfrin (1965) de recenser quelques types de saisons froides et chaudes humides ou sèches en rapportant les valeurs particulières des totaux pluviométriques de diverses saisons récentes en certaines stations principales du Plateau Lorrain aux valeurs de la normale saisonnière correspondante et en tenant compte également des caractéristiques thermiques propres à chaque saison.

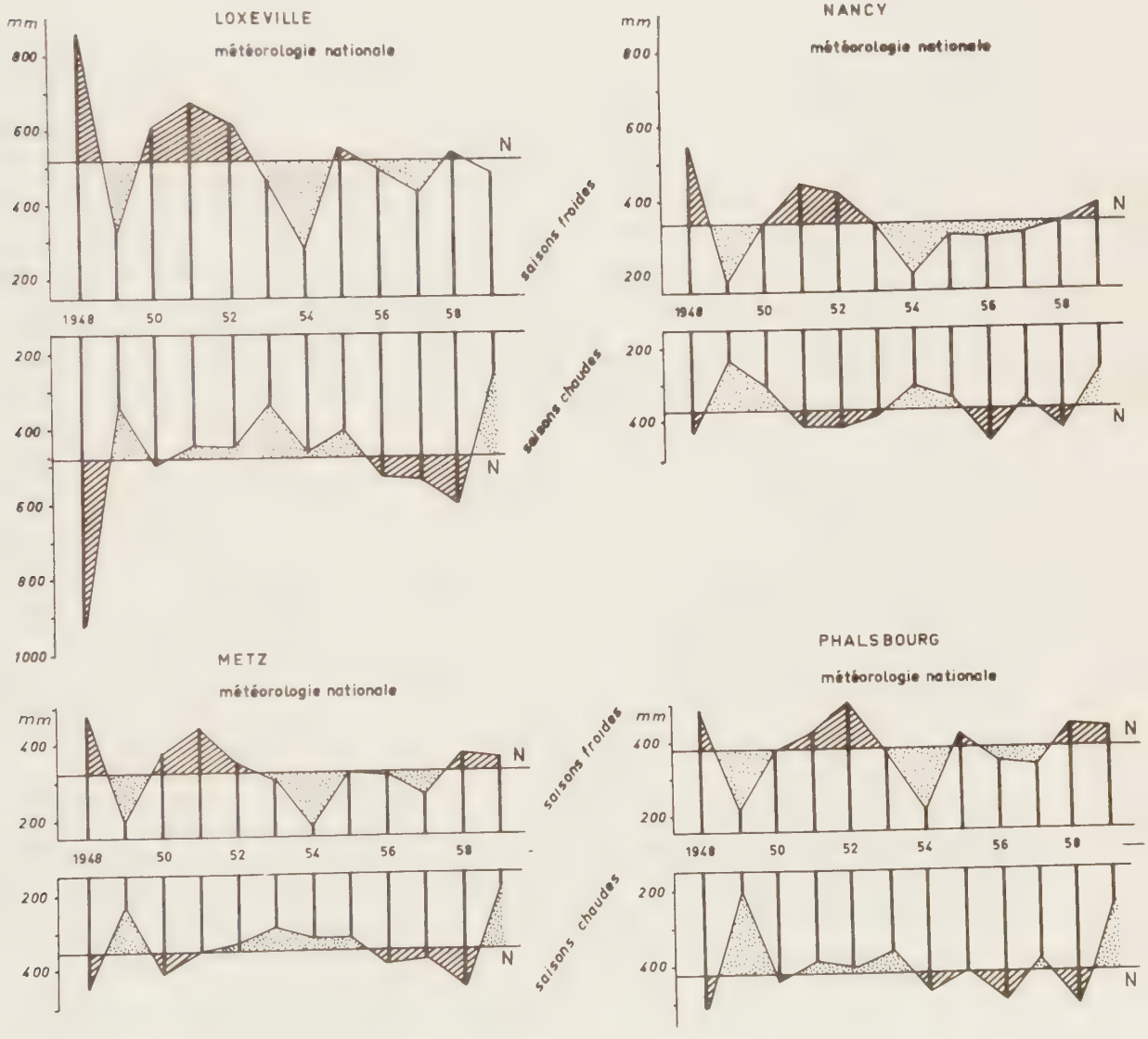
Parmi les saisons à forte pluviosité de la courte période 1948-1959, retenue par l'auteur, une distinction s'impose entre saisons froides et saisons chaudes (fig. 29). Les saisons froides humides, telles celles de 1947-1948, de 1950-1951, de 1951-1952 et de 1957-1958, ont été marquées par un fort écart des précipitations avec la normale pouvant varier de + 30 % à + 80 %, les températures moyennes mensuelles au cours de ces hivers étant de peu inférieures aux températures normales. Ces hivers à fort excédent pluviométrique sont donc généralement doux ou froids, mais sans excès ; la plupart des grands hivers neigeux appartiennent d'ailleurs à cette catégorie. Par suite du rôle négligeable de l'évapotranspiration, les cours d'eau enregistrent des hautes eaux modérées de novembre à mars-avril, et certaines averses durables peuvent engendrer des crues plus ou moins prononcées surtout en décembre, janvier ou février. Les saisons chaudes humides de 1948, de 1956, de 1958 et plus récemment de 1968 ont connu des excédents pluviométriques du même ordre de grandeur, certaines de ces saisons ont été fraîches (1948, 1956, 1968), d'autres nettement plus chaudes (1958). Le rôle accru de l'évapotranspiration au cours de l'été 1958 explique que l'abondance fluviale ait été alors moins sensible.

A l'opposé, certaines saisons froides ou chaudes se caractérisent par une faible pluviosité pendant une partie ou pendant la totalité de la saison considérée. On relève ainsi un fort déficit pluviométrique, variant de 20 % à 60 %, lors des hivers 1948-1949, 1953-1954 et 1956-1957. De telles saisons froides comportent parfois des vagues de froid remarquables et c'est au cours de ces périodes de gel intense que la plus faible pluviosité peut être observée, déterminant de brefs étiages. De leur côté, les étés de 1949, de 1953, de 1954, de 1955 et de 1959 ont été à des degrés divers secs et chauds, les lames d'eau saisonnières ont présenté un écart d'au moins 20 % avec la normale, écart qui a pu atteindre plus de 50 % lors des plus remarquables de ces étés à étiages marqués.

La succession dans le temps des saisons froides et chaudes, humides ou sèches, est elle-même fort irrégulière ; en fait, tous les types de combinaison sont réalisés. Les grandes années humides, telles que 1948 ou 1958, ont vu se succéder une saison froide et une saison chaude très pluvieuses, alors que les années à pluviosité moyenne, comme 1956, ont comporté des saisons froide et chaude à caractères pluviométriques diamétralement opposés. Enfin, les deux saisons peuvent être uniformément sèches, ce fut le cas en 1949 et à un moindre degré en 1953, l'année toute entière connaît alors une très faible pluviosité. Cette grande diversité des types saisonniers de pluviométrie et leur regroupement varié au cours de l'année complique singulièrement l'analyse des bilans particuliers de l'écoulement en milieu tempéré océanique (Deuxième Partie - Chapitre II).

FIG.29 SAISONS HUMIDES ET SAISONS SECHES EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN.

(d'après J.Godfrin)



N : Normale

Certaines saisons froides et chaudes remarquablement sèches méritent une mention spéciale, car elles sont à l'origine d'étiages eux-mêmes exceptionnels ; la gravité de ces étiages est cependant fort variable.

Les grands hivers froids, sont, on l'a vu, discontinus dans le temps, ils comportent une ou plusieurs périodes de gel intense et se caractérisent par une indigence des précipitations totales dans la plupart des cas et par une grande variabilité de la couverture de neige, sur laquelle on reviendra.

Les totaux pluviométriques mensuels particuliers correspondant à ces vagues de froid, rapportés aux valeurs de la normale, laissent apparaître la relative sécheresse de ces périodes froides exceptionnelles (1). En général, les mois correspondant aux vagues de froid enregistrent des précipitations totales largement inférieures aux valeurs moyennes, l'écart variant suivant les stations de - 10 % à - 80 % : janvier 1929 - février 1929, janvier 1940 - février 1940, février 1942, décembre 1946 - janvier 1947 - février 1947 (tableau XXIV). Certains mois, durant lesquels le froid fut particulièrement vif et durable, se révèlent aussi secs que lors de grands étés ; le déficit en précipitations approche ainsi 80 % à 90 % de la normale en décembre 1933 et en février 1956. Cet écart fort élevé est imputable à la nature et à la stabilité des masses d'air continentales indigènes et allogènes génératrices de ces froids (M. C. Frécaut-Pax, 1967).

A l'inverse, au cours de mois certes froids mais aux périodes de gel plus brèves et plus discontinues, l'irruption fréquente de masses d'air océaniques d'Ouest-Sud-Ouest ou de Nord-Ouest entraîne des précipitations en partie neigeuses dont les valeurs sont très proches de celles de la normale (janvier 1934, décembre 1940, janvier 1942) ou même de beaucoup supérieures à celles-ci (janvier 1941). A ces exceptions près, la sécheresse des grands hivers froids est aussi nette pour les stations du Plateau Lorrain que pour celles des bordures montagneuses du bassin, mais elle n'est pourtant pas assez durable pour provoquer des étiages aussi prononcés que ceux de saison chaude (Deuxième Partie - Chapitre IV).

Les grands étés chauds et secs sont, en effet, plus homogènes, ils se caractérisent à la fois par une faiblesse remarquable et persistante des précipitations, déterminant un déficit sensible de l'alimentation fluviale, et par une intense évapotranspiration, fonction de conditions d'insolation elles-mêmes exceptionnelles (R. Frécaut, 1969). Les

---

(1) Le terme sécheresse est à prendre en ce cas, dans son acception la plus stricte, puisque les phénomènes d'évapotranspiration n'interviennent pratiquement pas.

TABLEAU XXIV TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS. ECARTS A LA NORMALE (1) LORS DE PERIODES FROIDES REMARQUABLES.

STATIONS		Jr 1929	F 1929	D 1933	Jr 1934	Jr 1940	F 1940	D 1940	Jr 1941	Jr 1942	F 1942	D 1946	Jr 1947	F 1947	F 1956
Bernkastel-Kues	a	25	25	7	42	23	43	44	75	37	16	42	24	30	7
	b	- 48	- 36	- 87	- 13	- 54	+ 10	- 19	+ 56	- 23	- 59	- 23	- 50	- 23	- 82
Cochem	a	19	28	8	58	20	34	42	66	49	22	29	16	19	8
	b	- 56	- 28	- 85	+ 35	- 53	- 15	- 24	+ 54	+ 15	- 42	- 47	- 63	- 51	- 80
Colmar-ville	a	11	14	8	19	11	21	28	47	19	11	12	11	21	-
	b	- 52	- 37	- 67	- 37	- 64	- 9	+ 17	+ 57	- 37	- 52	- 50	- 63	- 9	-
Gondrexange	a	17	20	8	89	80	80	100	-	-	-	40	50	60	22
	b	- 75	- 67	- 89	+ 3	- 7	+ 14	+ 47	-	-	-	- 41	- 42	- 15	- 69
Lunéville	a	12	16	1	92	67	57	80	100	70	21	30	37	50	6
	b	- 78	- 67	- 99	+ 39	+ 1	0	+ 31	+ 51	+ 5	- 63	- 51	- 44	- 16	- 90
Metz M.N.	a	15	16	1	42	40	60	50	100	60	30	49	36	60	13
	b	- 77	- 70	- 98	- 36	- 39	+ 13	- 9	+ 53	- 8	- 43	- 11	- 44	+ 13	- 76
Nancy M.N.	a	9	16	5	43	36	40	84	96	71	21	43	33	50	18
	b	- 87	- 71	- 92	- 36	- 47	- 25	+ 38	+ 43	+ 5	- 62	- 30	- 51	- 9	- 67
St-Nicolas-de-Port	a	11	18	6	58	52	63	77	93	69	20	36	33	48	-
	b	- 79	- 58	- 90	- 11	- 20	+ 17	+ 31	+ 43	+ 5	- 62	- 39	- 51	- 9	-
Strasbourg M.N.	a	14	7	8	34	20	40	25	80	35	15	27	21	25	-
	b	- 64	- 79	- 75	- 13	- 49	+ 21	- 19	+105	- 11	- 55	- 13	- 46	- 24	-
Toul	a	14	11	5	56	50	56	70	-	-	-	30	40	35	10
	b	- 68	- 72	- 92	- 15	- 24	0	+ 19	-	-	-	- 49	- 39	- 38	- 22
Trier-stadt	a	26	30	6	58	40	42	44	90	40	19	46	38	31	10
	b	- 49	- 32	- 91	+ 13	- 22	- 5	- 35	+ 77	- 22	- 57	- 33	- 26	- 30	- 77
Zweibrücken	a	23	18	8	72	40	60	64	160	68	28	59	41	52	12
	b	- 66	- 68	- 91	+ 7	- 41	+ 5	- 26	+138	+ 1	- 51	- 32	- 39	- 9	- 79

Nuance océanique de transition et à tendance continentale.

Deuselbach	a	36	29	7	63	38	49	66	105	47	31	52	35	22	14
	b	- 43	- 49	- 91	0	- 40	- 14	- 17	+ 66	- 26	- 46	- 34	- 45	- 62	- 75
Dreis	a	35	26	16	73	36	40	71	66	51	43	56	33	39	17
	b	- 50	- 58	- 81	+ 10	- 45	- 35	- 13	0	- 23	- 30	- 30	- 50	- 36	- 72
Gornhausen	a	32	24	10	70	37	52	50	109	60	35	48	39	25	20
	b	- 50	- 58	- 87	+ 6	- 44	- 9	- 34	+ 65	- 9	- 39	- 37	- 41	- 56	- 65
Hermeskeil	a	32	20	8	110	40	60	86	115	65	36	65	41	49	20
	b	- 62	- 74	- 94	+ 11	- 60	- 23	- 31	+ 16	- 35	- 52	- 48	- 59	- 37	- 74
Lac de la Lauch	a	35	14	19	212	60	150	200	450	142	50	115	94	99	45
	b	- 84	- 92	- 89	- 4	- 73	- 17	+ 20	+102	- 36	- 72	- 31	- 58	- 45	- 76
Lac Noir	a	48	17	12	150	50	97	233	291	64	61	69	71	67	28
	b	- 72	- 89	- 87	- 12	- 71	- 33	+ 75	+ 72	- 62	- 58	- 49	- 58	- 54	- 82
Ramonchamp-Le Thillot	a	28	15	8	221	102	113	250	361	153	65	115	116	74	35
	b	- 85	- 90	- 96	+ 10	- 49	- 34	+ 39	+ 80	- 24	- 64	- 37	- 42	- 56	- 80
Schneifelforsthaus	a	46	22	9	89	50	58	112	55	77	56	-	-	-	30
	b	- 47	- 73	- 92	+ 3	- 44	- 28	+ 0	- 36	- 11	- 30	-	-	-	- 63
Serwen-Lac d'Alfeld	a	48	18	13	319	68	196	225	584	210	53	185	150	153	12
	b	- 85	- 93	- 94	+ 6	- 78	18	+ 2	+ 94	- 31	- 78	- 12	- 51	- 36	- 95

Nuance océanique froide

(1) a totaux pluviométriques mensuels particuliers (mm)
b écarts à la normale correspondante : 1891-1930, 1931-1960 -(%)

grands étés de 1921, de 1947, de 1949, de 1959 et plus récemment de 1964 s'individualisent de prime abord par l'indigence d'ensemble de leurs précipitations, mais une analyse plus approfondie conduit à opposer des périodes à déficit pluviométrique marqué et des périodes plus humides, au cours desquelles les averses orageuses sont pourtant sans grande efficacité (1).

Les totaux pluviométriques saisonniers des étés remarquables, ramenés aux valeurs des diverses normales, reflètent clairement la faiblesse des précipitations (tableau XXV), qui est d'autant plus significative que, du moins dans les secteurs du bassin à climat océanique de transition, ou à tendance continentale, le maximum pluviométrique moyen se place en saison chaude. Pour près de la moitié des stations considérés, l'été 1921 a connu la plus faible pluviosité, donc le plus fort écart avec la normale, de l'ordre de - 50 %. La saison chaude 1949 a présenté le plus grand écart avec la normale en six stations. Quant aux étés 1947 et 1959, ils n'ont comporté la plus faible pluviosité saisonnière respectivement qu'en deux et trois stations. Ces observations concordent assez bien avec les conclusions générales de W. Damman pour l'Allemagne (1960). Si l'été 1959 apparaît comme le plus indigent en précipitations du XXe siècle en Allemagne du Nord, les saisons chaudes à plus fort déficit pluviométrique en Allemagne du Sud ont été dans l'ordre : 1921, 1949, 1947 et 1959.

La pluviosité particulière de chacun de ces étés s'explique par la longueur effective des diverses périodes sèches qu'une analyse plus "fine" permet de déceler. Il existe, de fait, une grande variété parmi ces saisons chaudes exceptionnelles. Tantôt l'été ne compte qu'une seule période, de l'ordre d'un mois, à déficit réellement très élevé, tel juillet 1949 (- 80 % à - 99 % suivant les stations), alors que les autres mois ne révèlent qu'un déficit modéré. Tantôt la saison chaude comporte une période de faible pluviosité couvrant deux à trois mois, tels août, septembre et octobre 1947, mais la valeur du déficit en ce cas est moins forte (- 60 % à-80 %). Tantôt enfin, l'été se caractérise par la succession de périodes indigentes en précipitations (écarts à la normale variant de - 80 % à - 90 %) et de périodes relativement humides, où le déficit pluviométrique peut être très réduit ; il arrive même qu'en ces mois les précipitations soient légèrement supérieures à la normale. L'été 1921 avec les mois de juillet et d'octobre très peu pluvieux et l'été 1959 avec les mois de juillet, de septembre indigents en précipitations s'apparentent à ce dernier type (M. Hallaire, 1960).

Lors de tous ces étés, les périodes à déficit pluviométrique marqué correspondent aux périodes de plus forte chaleur, liées à la persistance exceptionnelle de types de temps anticycloniques continentaux. Leur répartition au cours de la saison chaude a des conséquences hydrologiques

---

(1) La délimitation de périodes indigentes en précipitations et de périodes à pluviosité plus élevée s'avère délicate par suite du cadre mensuel quelque peu artificiel dans lequel sont effectués les relevés pluviométriques

TABLEAU XXV — TOTAUX PLUVIOMETRIQUES MENSUELS ET SAISONNIERS. ECARTS A LA NORMALE LORS D'ETES REMARQUABLES (1)

NUANCE OCÉANIQUE DE TRANSITION ET À TENDANCE CONTINENTALE

NUANCE OCÉANIQUE FROIDE DE MONTAGNE

immédiates ; les étiages observés tardivement à la fin des étés de 1947 et 1959 sont ainsi imputables à une très faible pluviosité en septembre et en octobre (Deuxième Partie - Chapitre IV).

Il ressort de cette brève analyse que l'irrégularité des précipitations est encore plus manifeste dans leur répartition saisonnière que dans leur répartition annuelle. Aucune tendance nette à une quelconque périodicité n'apparaît vraiment et il semble bien qu'en l'état actuel des statistiques pluviométriques tout calcul de fréquence ou de probabilité ne soit illusoire. Sans préjuger des incidences de l'irrégularité fondamentale des précipitations sur les débits fluviaux, on soupçonne dès maintenant les difficultés que pose l'étude des bilans saisonniers, les caractères thermiques et pluviométriques de chaque saison demandant à être envisagés minutieusement.

3.- Pluviosité et oscillations climatiques "périodiques"

La pluviosité, qui se marque donc en milieu tempéré océanique par une grande variabilité interannuelle et surtout intersaisonnière des précipitations, est liée de toute évidence à l'instabilité fondamentale des types de temps. Ces caractères originaux de la pluviosité, et par là même de l'hydraulicité traduisent l'existence de variations climatiques brèves ou oscillations climatiques dites à tort "périodiques", se différenciant nettement de variations de plus longue durée ou oscillations "séculaires", qui ne seront pas envisagées faute de séries pluviométriques suffisamment longues (E. Le Roy Ladurie, 1967).

Si le sens exact de ces variations climatiques "périodiques" reste malaisé à définir tant du point de vue thermique que pluviométrique, leur origine, quant à elle est loin d'être élucidée. Diverses théories explicatives ont été proposées, certaines paraissent peu convaincantes, telle l'hypothèse d'une influence possible de la variation de la teneur en CO^2 de l'atmosphère, qui serait dûe principalement aux phénomènes volcaniques.

Par contre, météorologues et physiciens de la haute atmosphère se rallient maintenant à l'hypothèse déjà ancienne du rôle des variations de l'activité solaire ou du moins des variations de la radiation solaire (Ch. P. Péguy, 1970). Aucune relation directe ne peut cependant être établie entre l'activité solaire et les phénomènes pluviométriques. En effet, si certaines saisons chaudes très humides, comme celles de 1958 et de 1968, correspondent incontestablement à une phase intense d'activité solaire, d'autres par contre, telle celles de 1956 et de 1965, ont été caractérisées par une phase minimale des taches solaires.

Le problème est donc beaucoup plus complexe, mais il semble bien pourtant que l'activité solaire, par ses effets sur les conditions

physiques de la haute atmosphère, influence pour une grande part la circulation stratosphérique, qui régit en définitive le climat terrestre. L'étude poussée de la haute atmosphère par ballons-sondes, voire par satellites artificiels, laisse pressentir que les fluctuations du climat dépendent étroitement de courants affectant les couches supérieures de l'atmosphère, eux-mêmes dépendants des phénomènes solaires (V.F. Loginov et B.I. Sazanov, 1967).

P. Pédelaborde (1957a) attribue ainsi au jet stream un rôle essentiel dans les variations interannuelles des températures et des précipitations. Ces courants violents circulent autour du globe suivant deux modes très différents. En circulation rapide, le jet - stream dessine des ondes larges d'Ouest en Est et descend très bas en latitude jusqu'aux régions subtropicales en hiver, ce qui assure le calme de l'atmosphère, dans les régions polaires qui émettent alors de l'air glacé jusqu'aux latitudes moyennes, d'où les grands hivers froids et surtout neigeux en Europe océanique et à tendance continentale. En circulation lente, les ondulations du jet-stream s'accentuent et se marquent de profondes sinuosités ; les dépressions cycloniques d'Ouest sont alors rejetées vers le Nord du continent européen. De plus, à l'intérieur de chaque boucle se développe une circulation cellulaire avec formation d'anticyclones bloqueurs ; l'air polaire ou arctique ne peut alors atteindre les régions tempérées qui sont soumises au flux tropical. La série d'années a étés chauds et secs, de 1942 à 1949 par exemple, pourrait s'expliquer par une telle situation de blocage.

D'autre part, à l'échelle d'une année donnée, la circulation stratosphérique au-dessus des régions des moyennes latitudes change deux fois de sens, ainsi que le montrent les observations les plus récentes. De mai à septembre-octobre, donc en saison chaude, le jet-stream souffle d'Est en Ouest, alors qu'il circule d'Ouest en Est en saison froide, de septembre-octobre à mai. La "mousson" stratosphérique se renverse donc complètement en général vers la fin d'avril ou dans le courant de mai. Mais il arrive que, sans que l'on puisse actuellement en déterminer la cause directe, d'origine solaire vraisemblablement, la "mousson" d'été s'établisse plus tôt, dès mars ; ce renversement précoce a été noté en 1959 et en 1964 années remarquables par leurs grands étés. On saisit encore mal les liens entre les caractères particuliers de la circulation stratosphérique et la succession effective des types de temps au sol, aucune règle générale ne peut être déduite d'observations fragmentaires ; il est néanmoins certain que des influences extérieures, solaires spécialement, sont à prendre en considération.

Quelle que soit l'origine exacte de ces oscillations climatiques brèves entraînant les fluctuations pluviométriques que l'on sait, il convenait d'en souligner l'intérêt pour les phénomènes hydrologi-

ques (1). Mais l'analyse des précipitations en milieu tempéré océanique doit être menée plus loin encore, à l'échelle des données journalières, afin d'éclairer certains aspects particuliers de l'écoulement fluvial, des crues spécialement.

C.- Les totaux pluviométriques journaliers. Le rôle des averses dans la genèse des crues

La fréquence moyenne des jours de précipitations, objet de nombreuses études climatologiques (M. Garnier, 1963, - R. Balseinte, 1965) ne revêt qu'un intérêt mineur en hydrologie, du fait que la limite minimale généralement adoptée (nombre de jours avec précipitations $\geq$ 0,1 mm) ne traduit nullement l'abondance pluviale. Il conviendrait de ne retenir en réalité que les jours avec précipitations supérieures à 20 mm, à 60 mm, voire même à 100 mm en montagne.

On s'attachera donc exclusivement aux totaux pluviométriques journaliers, ou mieux quotidiens, les plus élevés de saison froide et de saison chaude correspondant aux phénomènes dits d'averses. La notion d'averse qui se définit à partir de critères spatiaux, temporels et quantitatifs, est quelque peu ambigüe, elle recouvre des types de précipitations fort différents en milieu tempéré océanique.

Certains auteurs (H. Grisollet, 1948 - R. Dion, 1961 - G. Réméniéras, 1960 b - M. Roche, 1963) entendent réserver ce terme aux précipitations de courte durée, à caractère souvent orageux, mais la majorité des climatologues et des hydrologues (R. Frécaut, 1962 - M. Pardé, 1964 b) estiment que cette notion est à prendre dans son acception la plus large. Une averse constitue, tant en saison froide qu'en saison chaude, une période quasi continue et plus ou moins longue de précipitations liquides et parfois solides, caractérisée par une lame d'eau remarquable et par une intensité généralement élevée. Même en saison froide, une averse stricto sensu dépasse rarement 24 à 48 heures, mais plusieurs averses peuvent se succéder au cours d'un épisode pluvieux plus long, d'où la distinction féconde d'averses préparatoires saturant les sols et d'averses décisives seules vraiment efficaces pour l'écoulement.

Le phénomène d'averse est difficile à appréhender, faute de statistiques sûres et homogènes pour l'ensemble du bassin. Il est en effet

---

(1) L. Serra (1964, 1968), à partir d'une étude systématique de la pluviosité année par année en Europe occidentale, a ainsi réussi à déceler l'existence de zones de pluviosité synchrone, dont la position géographique varie considérablement.

délicat de déterminer avec exactitude les caractéristiques réelles des pluies, leur durée spécialement, au travers des données pluviométriques journalières de la plupart des stations se contentant, au mieux, encore actuellement d'un relevé pour 24 heures entre observations fixes d'un "jour officiel" (M. Pardé, 1964c).Dans ces conditions, on ne saurait prétendre calculer avec précision la fréquence et la probabilité des averses (1); on se limitera donc, aussi bien pour les averses durables de saison froide que pour les averses "orageuses " plus brèves de saison chaude, à une étude de leurs caractères météorologiques et pluviométriques et de leurs conséquences hydrologiques.

1.- Averses durables de saison froide génératrices de crues générales parfois très fortes ou exceptionnelles

Les averses durables, Stark- und Dauerregen des climatologues allemands, sont surtout spécifiques de la saison froide, de novembre à mars, en milieu tempéré océanique, encore que l'on observe des épisodes pluvieux comportant des séries d'averses relativement durables lors de certains étés très humides (W. Hartke et K. Ruppert, 1959).

Les averses de saison froide qui affectent l'ensemble du bassin de la Moselle sont typiquement océaniques ; elles sont engendrées par des situations météorologiques assez bien définies et elles présentent des caractères d'extension spatiale, de durée et d'intensité assez semblables. Deux types principaux d'averses peuvent être cependant mis en évidence. Enfin, à la différence du bassin limitrophe de la Saône, le bassin de la Moselle échappe pratiquement aux grandes averses méditerranéennes de début ou de fin de saison froide, grâce à la protection efficace de la barrière des Vosges méridionales.

Les averses océaniques de saison froide sont déclanchées par des situations météorologiques suffisamment connues dans leurs traits généraux pour que l'on ne s'y attarde pas longuement (P. Fontaine, 1956 et 1958 - M. Pardé, 1964b - J. Pinard, 1965a).On se contentera d'en rappeler le schéma général.

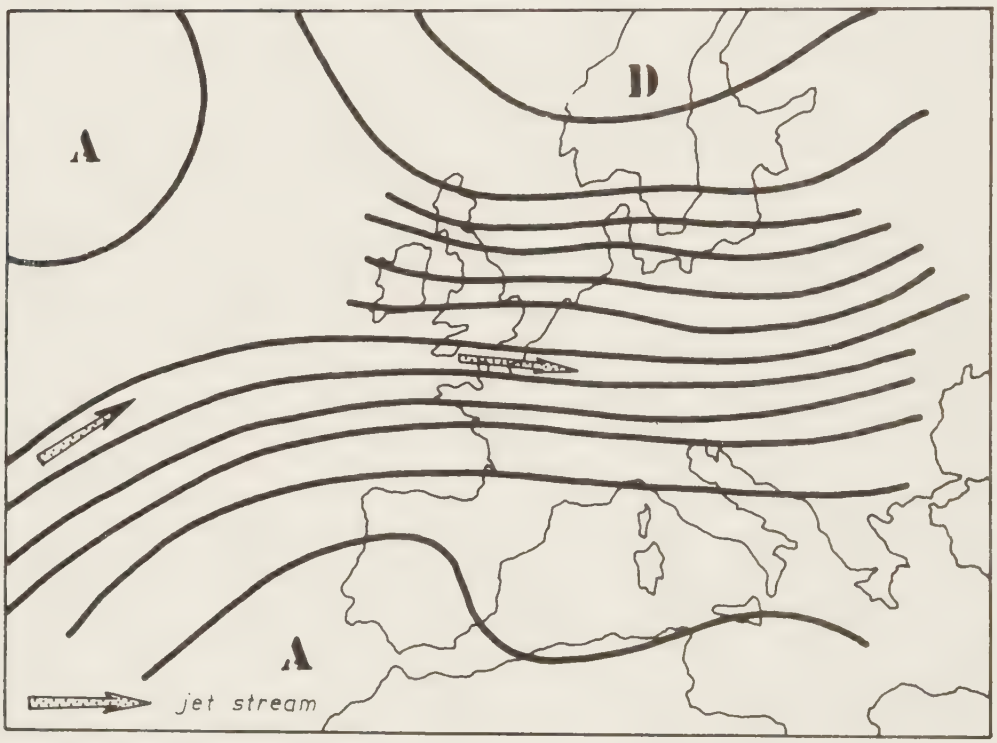
Les grandes pluies océaniques d'hiver se produisent quand une zone de perturbations venues du Sud-Ouest de l'Atlantique Nord s'établit progressivement sur la Manche, la Mer du Nord et la Baltique et coexiste avec une zone anticyclonique bombée vers le Nord-Est et axée sur la Méditerranée de l'Espagne aux Balkans (fig. 30). La situation barométrique en altitude est assez identique à celle de surface. Au sol, des vents tièdes, de secteur Ouest-Sud-Ouest dominent, chassant des masses d'air humides, et sévissent sur une vaste zone de la Garonne inférieure à

---

(1) La fréquence moyenne des précipitations supérieures à 50 mm/jour serait, selon Ch.- P. Péguy et J. Mounier (1968) de l'ordre de 1 ‰ en milieu océanique extra montagnard contre 1,5 à 2 ‰ en milieu méditerranéen.

FIG.30 SITUATION METEOROLOGIQUE-TYPE EN SURFACE GENERATRICE D'AVERSES OCEANIQUES DE SAISON FROIDE.

(d'après P.Fontaine)



l'Elbe, y compris le bassin du Rhône moyen et parfois le bassin supérieur du Danube.

Cependant, la trajectoire plus ou moins septentrionale des perturbations, à la limite Sud desquelles se place la zone de maximum pluviométrique, explique que certains bassins soient plus touchés que d'autres. Lors des grandes averses océaniques sur le Nord-Ouest du Massif Central : bassins du Cher, de la Vienne et de la Dordogne, les dépressions passent sur la Manche et la Grande Bretagne (J. Pinard, 1965a); par contre, les plus fortes averses intéressant les bassins de la Seine, de la Saône, de la Moselle et du Rhin inférieur correspondent à des dépressions circulant plus au Nord sur l'Ecosse et le Sud de la Scandinavie. Il n'existe donc pas, à l'échelle de la France, une concomitance parfaite entre les grandes averses océaniques et ce fait est capital pour la comparaison des crues dans les bassins fluviaux situés au Nord et au Sud de la Loire (M. Pardé, 1964b).

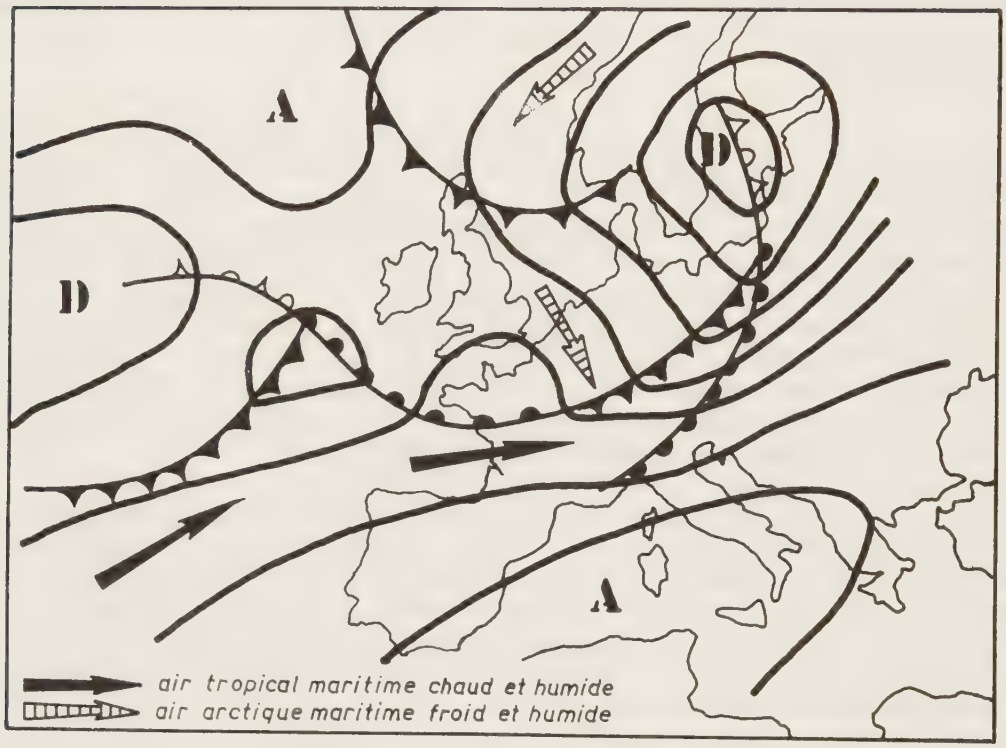
Dans une étude minutieuse des conditions météorologiques des averses récentes sur le bassin de l'Ill et plus généralement sur le Nord-Est de la France, P. Fontaine (1958a) a montré que ce sont bien les courants perturbés d'Ouest-Sud-Ouest, d'origine tropicale, entrecoupés d'expulsions arctiques maritimes, qui entraînent les précipitations les plus abondantes enregistrées en 24 ou 48 heures, spécialement sur le versant occidental des Vosges. Les autres types de temps à crue de saison froide : courants perturbés de Nord-Ouest, courants perturbés d'Ouest avec blocage ou semi-blocage continental, advections tropicales océaniques en bordure Sud d'un courant continental froid d'Est-Nord-Est, déterminent des averses parfois neigeuses, mais beaucoup moins remarquables.

En ce qui concerne la circulation dans la troposphère, concrétisée par les cartes de la surface de 500 millibars, P. Fontaine (1958a) a signalé la relative concordance de direction entre la trajectoire des dépressions au sol et celle du jet-stream en altitude. Du Sud-Ouest sur l'Atlantique, le jet-stream s'oriente à l'Ouest au contact du continent européen (fig. 31) ; il couvre alors une zone large de 1.400 km environ dont l'axe court de la Cornouailles à l'Allemagne du Sud. De son côté, J. Pinard (1965a) a montré que la vitesse de déplacement des perturbations le long du Front polaire est liée au type de circulation du jet-stream, généralement rapide en saison froide. Les caractéristiques des averses seraient donc fonction, en partie du moins, des conditions de déplacement de l'onde planétaire.

La structure particulière des masses d'air mises en présence lors de telles situations météorologiques intervient également. Les pluies sont avant tout orographiques au cours des averses océaniques dites classiques par M. Pardé (1964b); les masses d'air tropicales, humides et tièdes,

FIG.31 SITUATION METEOROLOGIQUE-TYPE EN ALTITUDE A 500 mb GENERATRICE D'AVERSES OCEANIQUES DE SAISON FROIDE.

(d'après P.Fontaine)



sont littéralement poussées contre les reliefs condensateurs des Alpes, du Jura, des Vosges par les masses d'air froides polaires ou arctiques, elles sont ainsi condamnées à s'élever et à se refroidir au contact des masses d'air froides continentales stagnant sur l'Europe centrale. Lors d'un second type d'averses océaniques, qualifiées de partiellement aberrantes par M. Pardé, les précipitations sont plus nettement frontales, en ce sens que l'air tropical chaud et humide est contraint, selon toute vraisemblance, à l'ascension sur de véritables "massifs" d'air froid polaire maritime ou continental, d'où d'imposantes lames d'eau précipitées sans relation directe avec le relief sur des secteurs assez peu élevés comme le Plateau Lorrain ou même le Massif Schisteux Rhénan. Il n'entre pas dans notre propos d'analyser dans le détail de telles situations météorologiques, mais on ne peut en ignorer les conséquences pluviométriques fondamentales pour l'écoulement des crues.

La stabilité exceptionnelle des types de temps à crue, pouvant persister parfois pendant une dizaine de jours consécutifs, de même que le dynamisme de certaines perturbations expliquent les caractères originaux des grandes averses durables de saison froide : grande extension spatiale, relative longue durée, total précipité élevé malgré une intensité le plus souvent médiocre.

Afin de préciser ces caractères, on a recensé les averses récentes à la fin du XIX° siècle et au XX° siècle ayant engendré des crues mémorables dans le bassin de la Moselle : averses du 25 au 27 décembre 1882, du 14 au 18 janvier 1895, du 3 au 10 mars 1896, du 17 au 20 janvier 1910, du Ier au 12 novembre 1910, du 22 au 25 décembre 1919, du 11 au 14 janvier 1920, du 27 au 30 décembre 1925, du 26 au 29 décembre 1947, du 12 au 15 janvier 1955, du 5 au 7 février 1958, du 23 au 25 février 1958 et du 5 au 7 janvier 1959. Il s'agit en fait d'averses lato sensu, il serait plus exact de parler pour la plupart d'entre elles de périodes ou d'épisodes pluvieux comportant une succession d'averses brèves.

Ces phases pluvieuses, déterminées par le passage de perturbations océaniques, affectent, on le sait, une vaste zone ; elles intéressent de nombreux bassins fluviaux d'Europe occidentale de la Garonne à l'Elbe, mais à des degrés divers. On observe un net décalage dans le temps des jours de maximum pluviométrique d'un bassin à l'autre et ces maximums varient considérablement d'une averse à l'autre. Quant au bassin de la Moselle, de superficie seulement moyenne, il est soumis dans son intégralité aux effets de telles averses généralisées, assez peu fréquentes au total.

La durée effective de ces précipitations liquides et solides de saison froide est malaisée à établir. Du fait de leur génèse, la plupart des épisodes pluvieux considérés s'étendent sur une période relativement longue, de 4 à 10 jours ; ils se décomposent en réalité en une série d'averses successives d'abondance variée, entrecoupées de périodes d'accalmie ou de pluies moins brutales, correspondant au passage du secteur d'air chaud au coeur de chaque perturbation ou au laps de temps séparant le passage de deux

perturbations. Les averses véritables, pratiquement continues, n'excèdent généralement pas 24 à 48 heures : averses du 19 janvier 1910, du 2 novembre 1910, du 24 décembre 1919, du 12 janvier 1920, du 28 décembre 1925, du 28 décembre 1947 et du 12 janvier 1955.

Cette distinction entre épisodes pluvieux et averses stricto sensu est capitale pour l'étude de l'évolution des crues. Les grands phases pluvieuses, liées au passage d'une famille de perturbations, sont séparées les unes des autres par une période de 10 à 15 jours sans précipitations notables : épisodes pluvieux du 22 au 25 décembre 1919 et du 11 au 15 janvier 1920, du 5 au 7 février 1958 et du 23 au 25 février 1958...; elles entraînent donc des montées des eaux nettement distinctes dans le temps. Par contre, au cours de la même période pluvieuse, tantôt plusieurs averses fort rapprochées peuvent se succéder déterminant ainsi une série de maximums hydrologiques espacés de quelques jours au plus (janvier 1955), on parle alors de crue polygénique, tantôt au contraire une seule averse décisive se dégage nettement engendrant une unique poussée des eaux (décembre 1947), d'où le terme de crue monogénique. La structure particulière du réseau hydrographique complique, il est vrai, l'évolution de ces crues d'amont en aval.

La lame d'eau précipitée au cours des périodes pluvieuses et des averses peut s'exprimer en chaque station soit par un hyétogramme, soit par une courbe des précipitations cumulées, mais les cartes d'averses permettent de regrouper à l'échelle du bassin les différents résultats et d'expliciter la distribution géographique des précipitations. Les cartes d'isohyètes ainsi établies ne sont qu'approximatives, faute de renseignements statistiques suffisants. On s'est d'ailleurs limité au tracé de quelques lignes isohyétales majeures et peu contestables, de 20 en 20 mm, sur le Plateau Lorrain, de 50 en 50 mm en montagne.

L'analyse des cartes d'averses permet de dégager des ordres de grandeur des tranches d'eau précipitées sur les divers secteurs du bassin en un temps donné. Les précipitations totales ne dépassent généralement 70 à 75 mm sur le Plateau Lorrain qu'au-delà de 4 à 5 jours, les valeurs-types sont de 10 à 30 mm en 24 heures, 30 à 50 mm en 48 heures, 50 à 75 mm en 72 heures. L'influence du relief de cuesta ne se dégage nettement que pour certaines averses, ce fut le cas pour la cuesta du Rauracien-Argovien lors de la période pluvieuse de novembre 1910. De même, l'effet d'abri joue le plus souvent pour les bassins les plus élevés du Hunsrück et de l'Eifel, les hauteurs d'eau précipitées n'excèdent que de peu celles enregistrées dans les bassins des régions de plateaux. Les précipitations mesurées dans les stations des hautes Vosges sont par contre considérables, elles atteignent fréquemment 100 à 150 mm en 24 heures, 150 à 250 mm en 48 heures, 250 à 300 mm en 72 heures et 300 à 400 mm en quatre jours et plus ; elles sont ainsi plus élevées que celles que l'on observe au cours des mêmes averses sur les hauts sommets de la Forêt Noire (M. Manig et H. Schirmer, 1961).

On peut donc évaluer la tranche d'eau précipitée en moyenne par les averses durables de saison froide sur le bassin supérieur de la Moselle en amont d'Epinal à près de 75 mm en 24 heures, à plus de 100 mm en 48 heures, à plus de 150 mm en 72 heures. Faute de données expressives, il sera toutefois difficile d'estimer pour chaque averse le volume des précipitations sur les différents bassins partiels du cours d'eau.

Bien qu'il s'agisse de pluies généralisées à l'ensemble du bassin, une grande variabilité régit en fait la répartition géographique des précipitations d'une averse à l'autre. Tout comme dans le Nord-Ouest du Massif Central (J. Pinard, 1965a),on note la présence d'axes de forte pluviométrie différents suivant les cas. Lors des averses océaniques classiques les plus fréquentes, un seul axe de forte pluviométrie sur la montagne vosgienne se dessine vraiment. Parfois, des axes secondaires de forte pluviométrie apparaissent parallèlement soit sur le Plateau Lorrain, soit sur les hauts sommets du Massif Schisteux Rhéna on reviendra sur le caractère partiellement aberrant d'une telle répartit.on des précipitations. C'est au cours de ces averses aberrantes que les totaux-records connus en 24 heures ont été observés sur le Plateau Lorrain : 72,1 mm à Nancy et 106 mm à Commercy le 28 décembre 1947, et dans le Hunsrück : 60,5 mm à Otzenhausen le 12 janvier 1920. Le maximum absolu connu des hautes Vosges a été relevé au lac de la Lauch le 19 janvier 1910, lors de pluies typiquement classiques, soit 192,4 mm en 24 heures.

Le calcul de l'intensité des averses durables se heurte à l'insuffisance de données fournies par les pluviomètres enregistreurs. D'ailleurs, la notion d'intensité moyenne, exprimée en mm/heure ou en mm/minute, appliquée à de telles averses est en partie contestable, car les précipitations connaissent d'importantes variations dans le temps du fait de la structure propre à chaque perturbation (G. Tschirhart, 1960 - Ch. P. Péguy, 1970). On préfère, de plus, utiliser un coefficient d'intensité moyenne fondé sur la formule $I = \frac{P}{d} \times 1000$, P étant le total pluviométrique en mm, d la durée de l'averse en minutes, 1000 un coefficient arbitraire permettant d'obtenir des valeurs toujours supérieures à l'unité.

Faute de pouvoir analyser de façon statistique les intensités des précipitations, comme cela est possible pour de petits bassins bien équipés en appareils enregistreurs (F. Hirsch, 1967), on se contentera encore de fixer quelques ordres de grandeur. Les averses durables de saison froide ont un coefficient d'intensité moyenne de 10 à 20 fois inférieur à celui des averses plus brutales de saison chaude, il varie de 10 à 40-50 sur le Plateau Lorrain, pour s'élever à 100-150 dans le massif vosgien. Lors de l'averse modérée du 7 février 1958, le coefficient d'intensité moyenne atteignit ainsi seulement 10,3 à Metz, 11 à Nancy et 16 à Phalsbourg.

Par contre, la violence exceptionnelle de l'averse du 28 décembre 1947 ressort nettement des valeurs plus élevées du coefficient : 32 à Metz, 42 à Phalsbourg, 50 à Nancy, 118 à Saulxure-sur-Moselotte, soit des intensités horaires moyennes respectivement de 1,8, 2,6, 3 et 7.

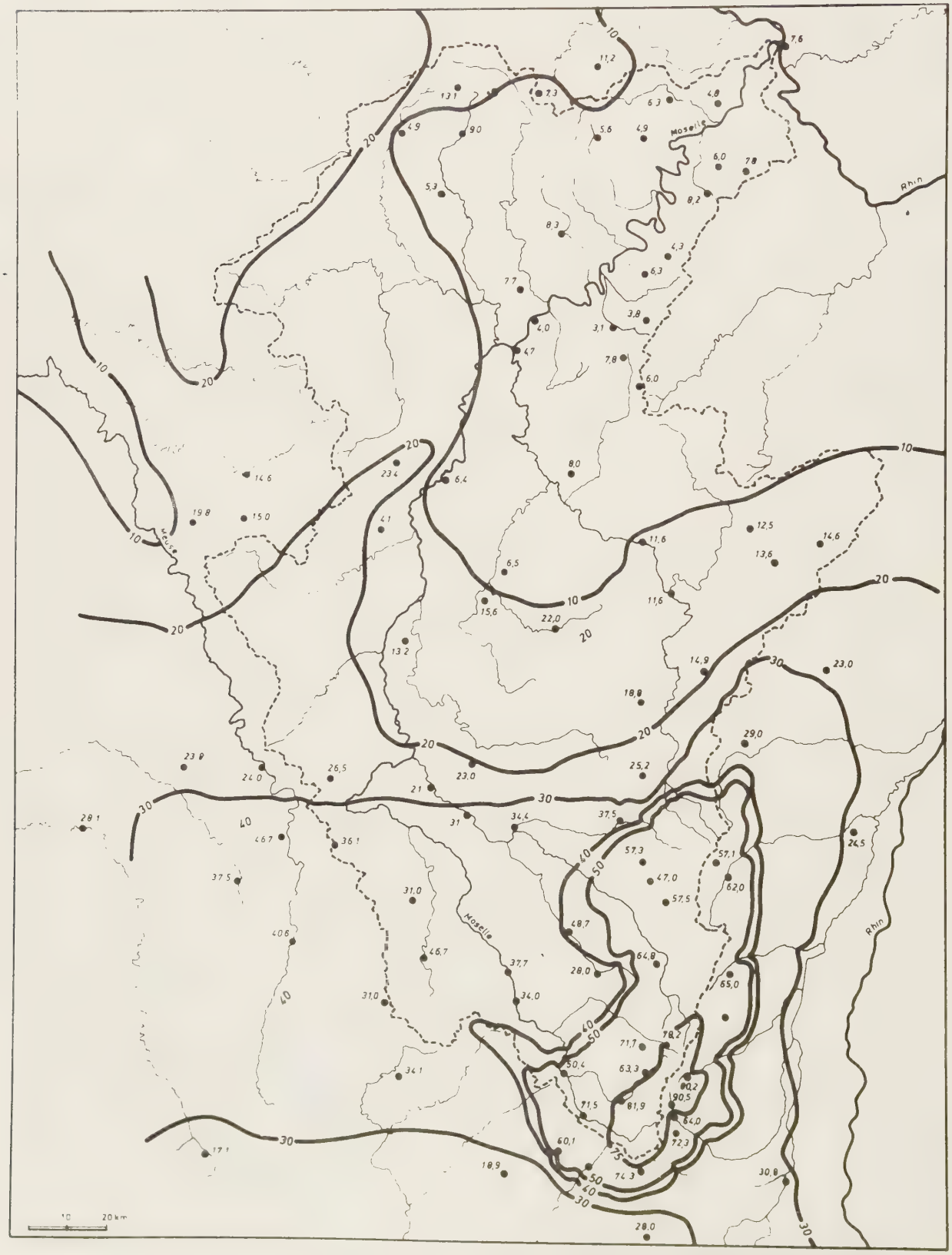
Même si ces coefficients n'ont qu'une signification toute relative, il convient de souligner que les averses de saison froide se caractérisent par une intensité moyenne seulement médiocre et ce fait revêt un grand intérêt hydrologique. En effet, l'efficacité d'une averse sur l'écoulement fluvial est directement proportionnelle à son intensité, mais inversement proportionnelle aux possibilités d'évapo-transpiration, d'infiltration et donc de stockage dans les nappes souterraines du bassin. Or, en dépit d'une assez faible intensité des précipitations, le ruissellement direct est toujours facilité en saison froide dans le bassin de la Moselle, par suite du rôle fort réduit de l'évapotranspiration, de la fréquente saturation des sols par les pluies préparatoires et de l'imperméabilisation possible de ces sols par le gel.

Les deux principaux types d'averses durables de saison froide ont déjà été esquissés précédemment tant en ce qui concerne les conditions météorologiques particulières de leur génèse que certaines de leurs caractéristiques propres. L'originalité respective des averses océaniques classiques et des averses partiellement aberrantes mérite d'être explicitée à partir d'exemples précis.

La plupart des averses intéressant en saison froide le bassin de la Moselle appartiennent au type océanique classique, spécialement la période pluvieuse du 12 au 15 janvier 1955 (fig. 32), de même que l'averse proprement dite du 12 janvier 1955 (fig. 33). Dans les deux cas, le dessin des isohyètes se calque pratiquement sur celui des isohypses. L'axe unique de forte pluviométrie couvrit l'ensemble de la montagne vosgienne et les précipitations maximales, 200 à 250 mm en quatre jours et 75 à 100 mm en 24 heures, se produisirent sur les hauts sommets des Vosges méridionales. Les totaux précipités ne furent que modérés sur le Plateau Lorrain, sur l'Ardenne orientale, l'Eifel et le Hunsrück, soit 50 à 80 mm en quatre jours et 10 à 50 mm en 24 heures. L'effet d'abri fut encore plus net dans la vallée moyenne et inférieure de la Moselle qui constitue toujours l'axe de plus faible pluviométrie : 20 à 50 mm en quatre jours et 5 à 15 mm en 24 heures. La répartition géographique des précipitations est ainsi influencée directement par les facteurs orographiques lors de telles averses classiques, des reliefs "pluvieux" accompagnent le relief montagneux, mais avec un certain décalage sur les versants les plus exposés aux précipitations (M. Pardé, 1964b).

FIG.32 PRECIPITATIONS DU 12 AU 15 JANVIER 1955.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

FIG.33 PRECIPITATIONS DU 12 JANVIER 1955.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.



D'autres épisodes pluvieux ou averses se caractérisent par une distribution partiellement aberrante des précipitations, en ce sens que, si le massif vosgien constitue toujours l'axe de plus forte pluviométrie, des axes secondaires d'assez forte pluviométrie se dessinent dans des secteurs moins élevés du bassin, sur le Plateau Lorrain, le Hunsrück et l'Eifel, le plus souvent modérément arrosés. M. Pardé (1964) a fort bien dégagé la nature partiellement aberrante de la période pluvieuse exceptionnelle du 26 au 29 décembre 1947 (fig. 34) et de l'averse continue du 28 décembre 1947, qui dura en fait de la matinée du 27 décembre au 29 décembre au matin, avec un maximum pluviométrique très net le 28 (fig. 35). Certes, les hautes Vosges du Sud reçurent les tranches d'eau les plus élevées, de l'ordre de 250 à 300 mm en quatre jours et supérieures à 100 mm en 24 heures le 28 décembre : 185 mm à Wildenstein, 170,4 mm à Saulxure-sur-Moselotte, mais les précipitations sur le Plateau Lorrain et le Pfälzer Wald furent deux fois à deux fois et demie plus abondantes qu'au cours des averses classiques. Au Sud d'une ligne Bar-le-Duc - Nancy - Mittersheim - Zweibrücken et jusqu'au contact des Vosges, on enregistra des totaux pluviométriques de 100 à 150 mm en quatre jours, et de 70 à 80 mm lors de l'averse décisive du 28 décembre, soit des valeurs nettement supérieures à celles des averses "orageuses" les plus brutales de saison chaude. Ces précipitations remarquables sur une grande partie du bassin moyen de la Moselle aggravèrent considérablement la crue du cours d'eau. L'averse n'affecta que faiblement le bassin inférieur où les lames d'eau précipitées ne dépassèrent pas 75 à 100 mm en quatre jours et 50 mm en 24 heures. Plus au Sud, le bassin supérieur de la Saône ne fut que très peu intéressé par ces pluies.

On peut classer, semble-t-il, dans la même catégorie d'averses océaniques partiellement aberrantes deux séries d'averses assez exceptionnelles sur le bassin inférieur de la Moselle et spécialement sur le Hunsrück et sur l'Eifel, alors que le Plateau Lorrain ne connut que des pluies "habituelles". Les cartes d'isohyètes de la période pluvieuse du 11 au 14 janvier 1920 (fig. 36) et de l'averse du 12 janvier 1920 (fig. 37), de même que celles de l'épisode pluvieux du 27 au 30 décembre 1925 (fig. 38) et de l'averse du 28 décembre 1925 (fig. 39) révèlent la présence de deux zones secondaires d'assez forte pluviométrie en aval du bassin. Sur les plus hauts sommets du Massif Schisteux Rhénan, surtout du Hunsrück, les totaux précipités en quatre jours dépassèrent souvent 100 mm et 50 mm au cours des 24 heures de précipitations maximales, soit près de deux fois les totaux mesurés pendant la plupart des averses océaniques classiques.

La distinction de ces deux types d'averses et la connaissance précise de la répartition pluviométrique importent au plus haut point pour l'étude de la genèse et de l'écoulement des crues dont les unes sont pour l'essentiel alimentées par de très fortes précipitations à l'amont du bassin et dont les autres voient leurs débits d'amont soutenus par des apports non négligeables du bassin moyen ou inférieur (Deuxième Partie - Chapitre V).

FIG.34 PRECIPITATIONS DU 26 AU 29 DECEMBRE 1947.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.

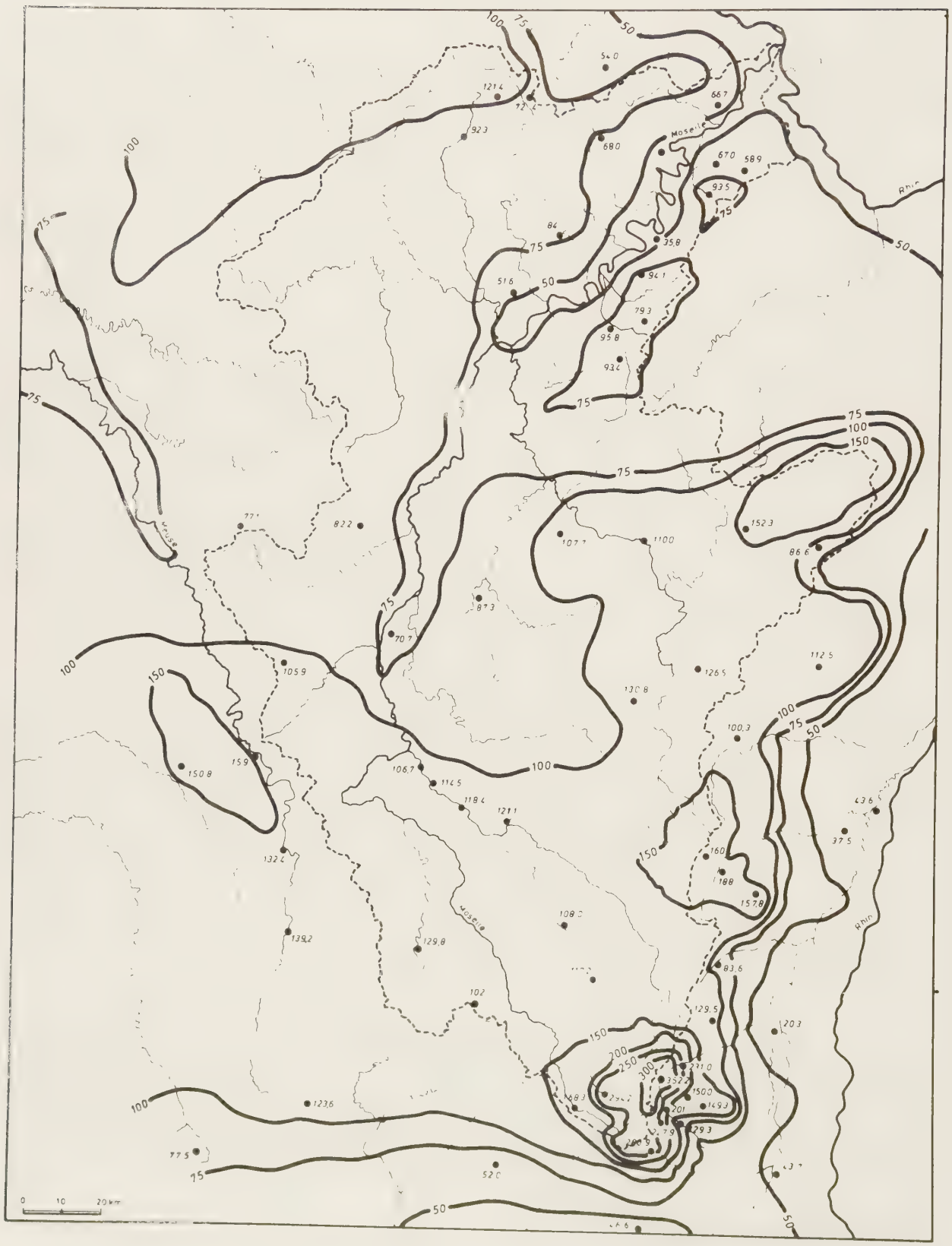


FIG.35 PRECIPITATIONS DU 28 DECEMBRE 1947.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.

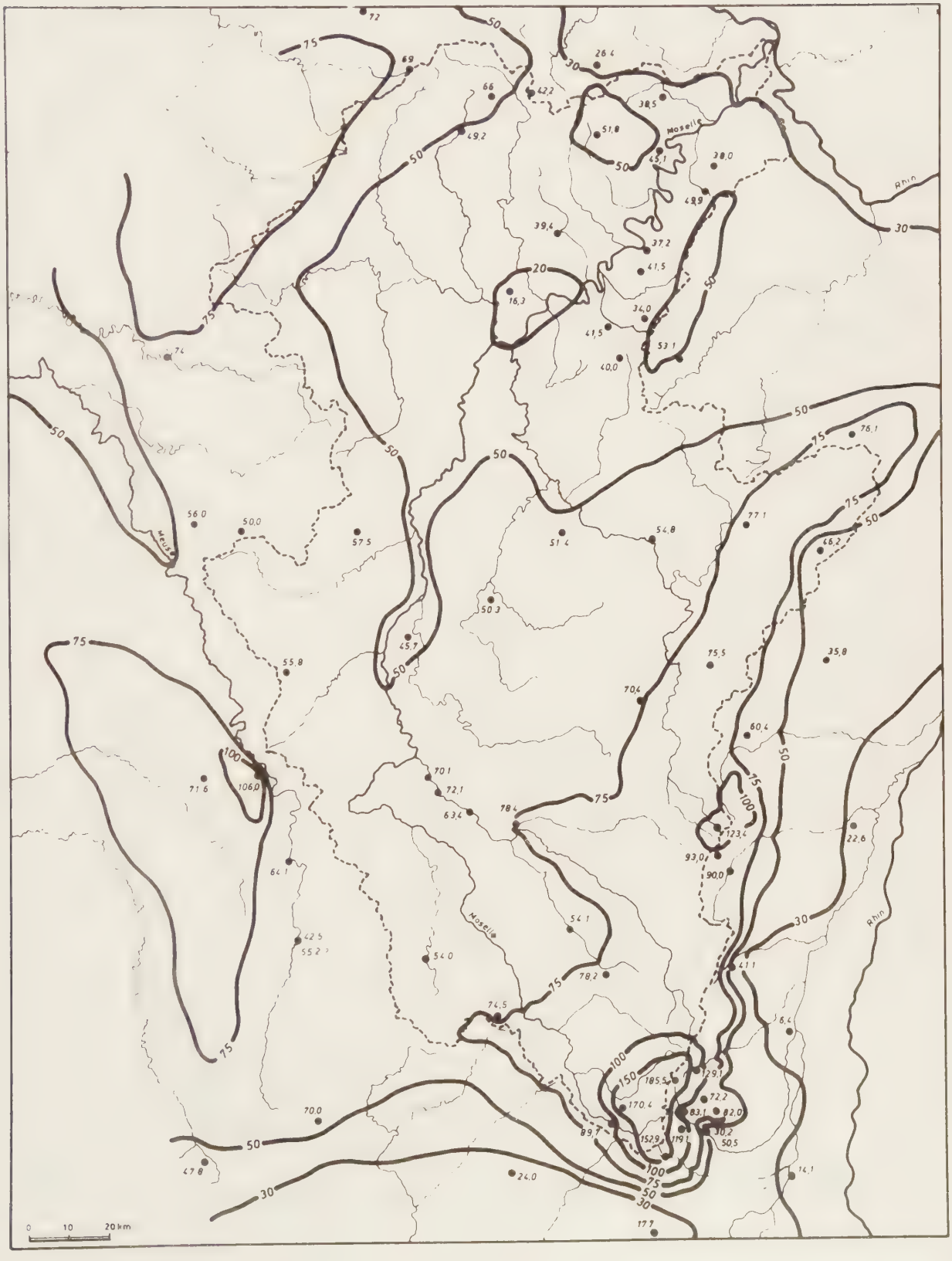


FIG.36 PRECIPITATIONS DU 11 AU 14 JANVIER 1920.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.

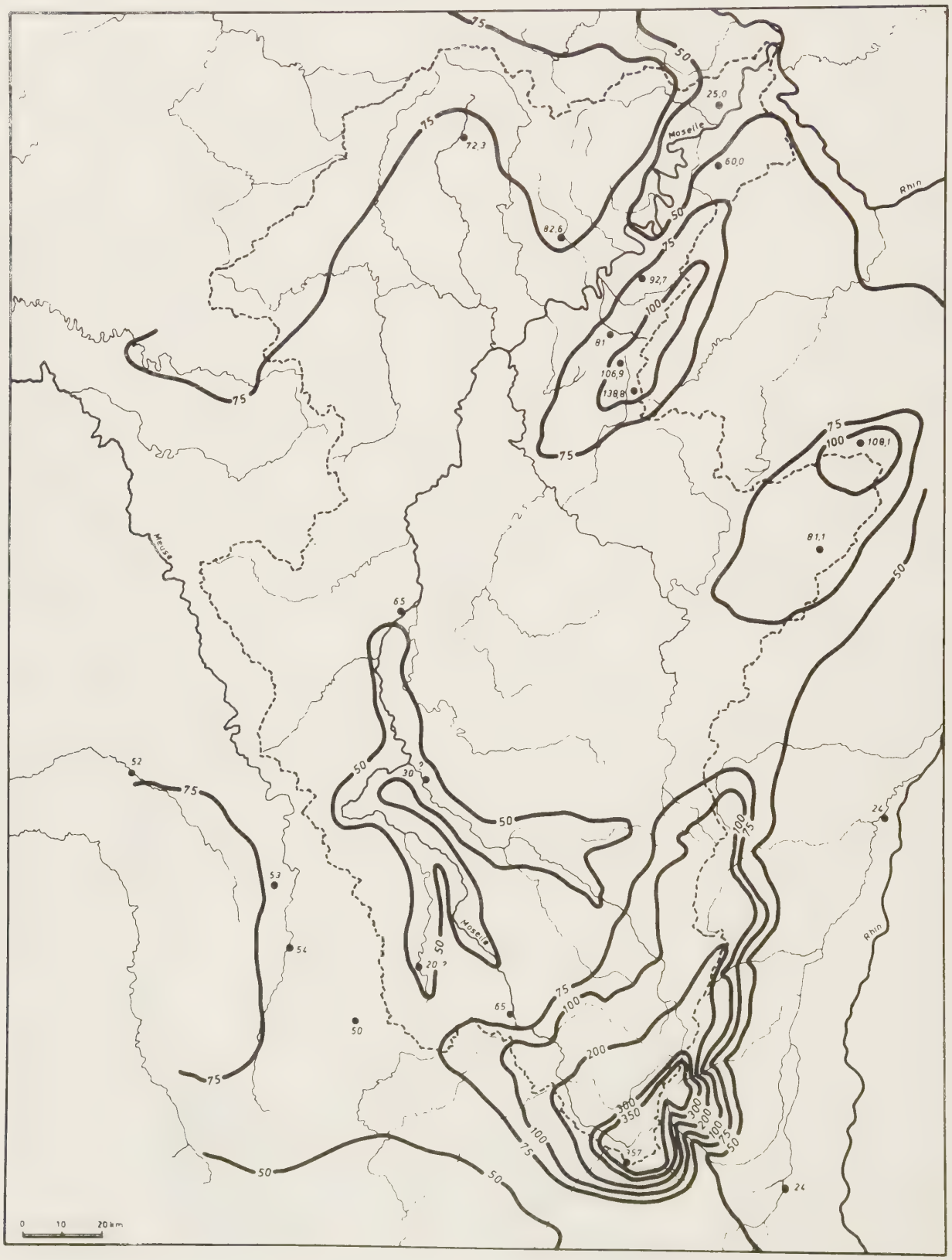


FIG.37 PRECIPITATIONS DU 12 JANVIER 1920.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.

FIG.38 PRECIPITATIONS DU 27 AU 30 DECEMBRE 1925.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.

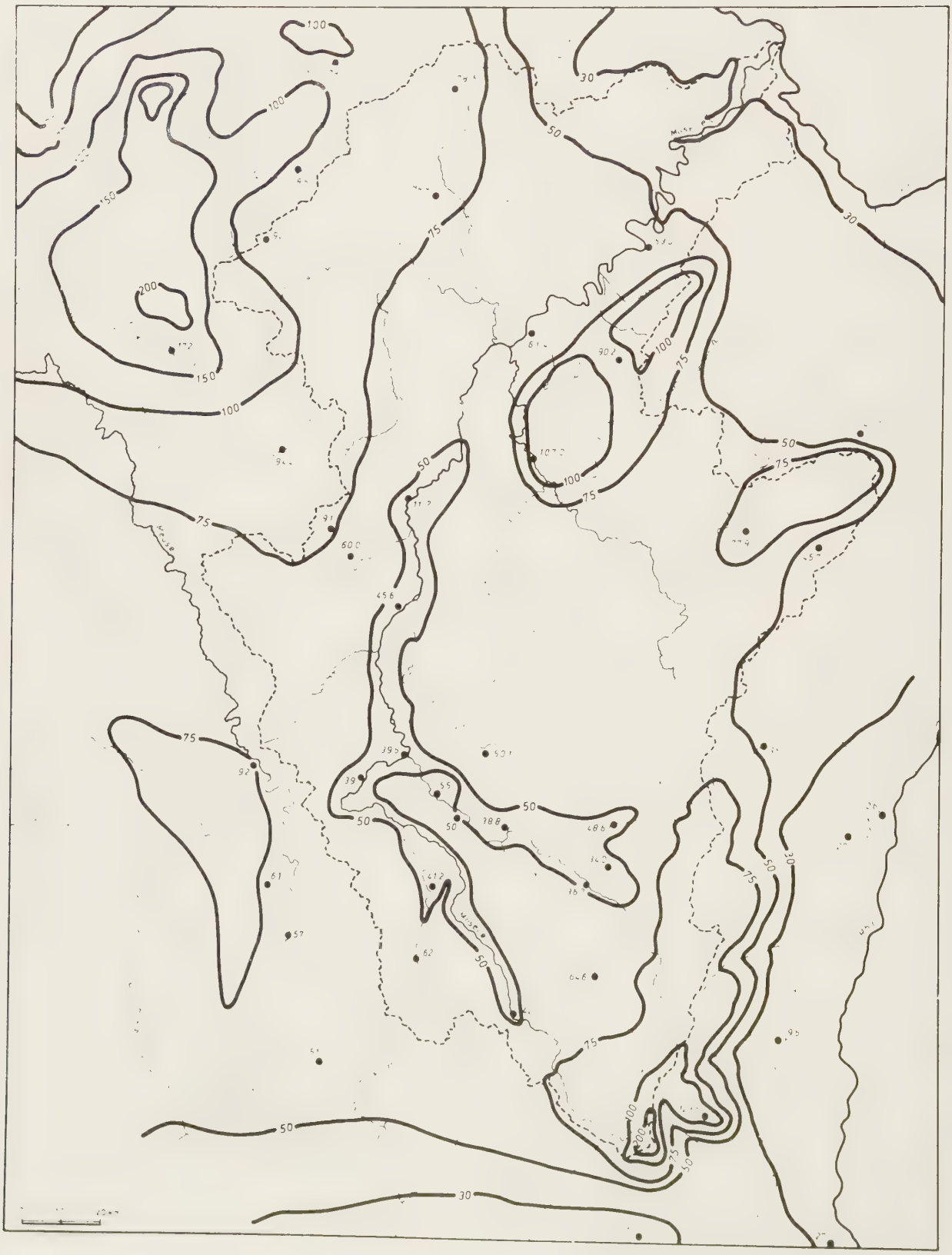
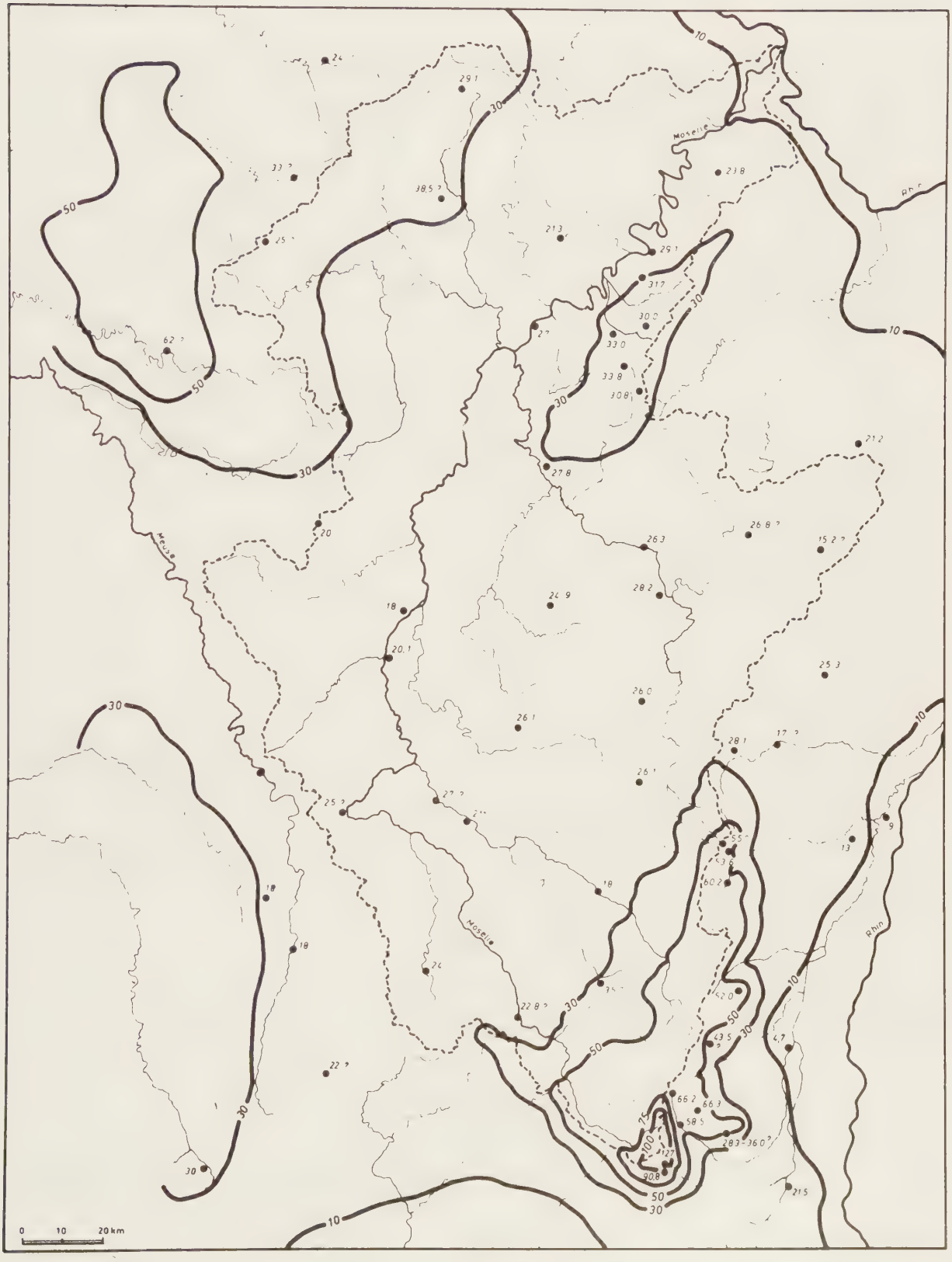


FIG.39 PRECIPITATIONS DU 28 DECEMBRE 1925.
AVERSE OCEANIQUE PARTIELLEMENT ABERRANTE.



Toutes ces averses océaniques durables de saison froide, qu'elles soient classiques ou partiellement aberrantes, présentent néanmoins des caractères communs déterminants pour l'écoulement. Elles affectent de novembre à mars l'ensemble du bassin et provoquent une montée généralisée des eaux et des crues très fortes sinon exceptionnelles. Même si leur intensité est faible, la tranche d'eau précipitée pendant l'averse ou au cours de la période pluvieuse toute entière est en définitive élevée, et compte-tenu du rôle réduit sinon nul de l'évapotranspiration et de l'imperméabilisation fréquente des sols par le gel surtout en montagne, l'écoulement superficiel est rapide et abondant. De telles averses pluvio-neigeuses, assez peu fréquentes au total, se différencient nettement des averses de saison chaude.

2.- Averses "orageuses" de saison chaude, génératrices de crues locales ou de crues générales seulement moyennes.

L'étude des averses de saison chaude est plus malaisée à mener que celle des averses de saison froide. Tout d'abord, il faut opposer deux types originaux d'averses : des averses modérées, relativement durables et généralisées, liées aux mêmes courants perturbés qu'en saison froide, des averses plus brutales, mais plus brèves et plus localisées, à caractère nettement orageux, encore que ce terme mériterait une définition précise. Bien des auteurs ne prennent d'ailleurs en considération que cette seconde catégorie d'averses (R. Dion, 1961)

D'autre part, les observations pluviométriques s'avèrent insuffisantes, surtout en ce qui concerne les averses orageuses. Par suite de leur répartition spatiale très discontinue, ces averses échappent bien souvent aux mailles peu serrées du réseau climatologique, malgré les indications fragmentaires apportées par les "cartes postales d'orages". Il a donc semblé inutile de dresser des cartes d'averses de saison chaude qui auraient été forcément incomplètes et, qui plus est, inexactes. Enfin, seule la brève période 1948-1960 a été retenue, car ce n'est qu'à partir de 1947-1948 que les stations de la Météorologie Nationale en France ont été équipées de pluviomètres enregistreurs fournissant des données précises susceptibles de caractériser ces averses.

Malgré des nuances sensibles, dûes à des situations météorologiques fort différentes, les averses de saison chaude, orageuses ou non, se singularisent nettement par rapport aux averses durables de saison froide ; elles sont relativement fréquentes et brèves, plus originales par leur forte intensité que par la lame d'eau précipitée.

Les averses de saison chaude sont elles aussi océaniques, mais

elles correspondent à des types de temps très variés, suivant qu'il s'agit d'averses orageuses stricto sensu ou d'averses plus durables. J. H. Sépulchre (1962) a bien mis en valeur pour la période 1955-1960 la répartition et la fréquence des types de temps responsables des fortes précipitations d'été.

Les averses orageuses, brèves, intenses, discontinues dans l'espace, sont déterminées par des types de temps chauds et instables, spécialement lors des étés à pluviosité moyenne (1955, 1957, 1960) ou à très faible pluviosité (1959). Les averses orageuses par marais barométrique, telles celles du 12 juillet 1955 et du 1er août 1958 (tableau XXVI), représentent 25 % des cas analysés ; elles proviennent soit d'orages locaux dûs à la chaleur et à l'instabilité des masses d'air, soit au passage d'un unique front froid avec conflit entre masses d'air très différenciées. Des averses semblables se produisent également dans 13 % des cas par régime anticyclonique indigène (10 août 1959), par suite du déplacement lent sur la bordure méridionale de l'anticyclone d'un front froid avec développement d'une zone orageuse. Les pluies sont donc frontales, mais leur caractère orageux prédominant tient à l'action de phénomènes de convection dans des masses d'air d'origine océanique.

Les averses moins violentes et plus durables sont surtout spécifiques des saisons chaudes marquées par une forte pluviosité, comme en 1956 ou en 1958. Elles sont liées à des types de temps perturbés d'Ouest (50 % des cas) ou secondairement à des courants perturbés d'Ouest-Nord-Ouest (6 %) ou de Sud-Ouest (6 %). J. Pinard (1965a)a signalé des intempéries célèbres de ce genre, en mai 1856 spécialement, sur les bassins du Cher, de l'Indre, de la Creuse et de la Vienne, et que l'on retrouve pour le bassin de la Moselle. Ces types perturbés entraînent des précipitations "pluvio-orageuses" le long du front froid des perturbations, souvent moins dynamiques pourtant qu'en saison froide ; averses du 5 juillet 1948, du 7 juin 1956 et du 11 août 1958. Il s'agit d'averses plus extensives, plus durables, mais moins intenses que les averses orageuses ; elles s'intègrent souvent à des périodes pluvieuses modérées et généralisées au bassin de la Moselle et elles revêtent parfois un caractère orographique au contact du massif vosgien.

Averses orageuses et averses cycloniques plus durables de saison chaude ont en commun des caractères pluviométriques qui influencent de façon originale l'écoulement fluvial.

Les averses d'été sont tout d'abord plus fréquentes que les grandes averses durables de saison froide, de l'ordre de 5 à 10 suivant les années, fréquence au demeurant moyenne au regard de certaines régions comme le Couloir rhodanien, le Massif Central ou les Alpes du Nord (R. Dion,

TABLEAU XXVI

CARACTERISTIQUES PRINCIPALES
DE QUELQUES AVERSES ORAGEUSES ET CYCLONIQUES DE SAISON CHAUDE

AVERSES "ORAGEUSES" BREVES

Date	Stations (1)	Total précipité (mm)	Durée (Minutes)	Coefficient d'intensité moyenne	Intensité horaire moyenne (mm/heure)
12 juillet 1955	a	12,5	35	366	21,4
	b	21,8	75	290	17,4
	c	7,3	318	23	1,4
	d	[illegible]	329	37	2,2
	e	27,4	201	136	8,1
Ier août 1958	a	8,6	25	344	20,5
	b	23,9	55	434	26,1
	c	23,4	45	520	31,2
	d	18,2	134	136	8,2
	e	27,7	252	110	6,9
10 août 1959	a	12,9	39	331	19,8
	b	29,2	200	196	11,8
	c	26,2	122	215	12,5
	d	15,1	42	359	21,5
	e	14,3	49	291	17,8

AVERSES CYCLONIQUES PLUS DURABLES

5 juillet 1948	a	28,4	720	39	2,3
	b	19,8	420	47	2,8
	c	12,2	840	15	0,9
	d	30,8	900	34	2,0
	e	38,3	720	53	3,2
7 juin 1956	a	8,5	365	23	1,4
	b	23,5	573	41	2,5
	c	12,0	515	25	1,4
	d	19,2	549	35	2,1
	e	22,0	385	57	3,4
11 août 1958	a	13,5	236	55	3,5
	b	21,5	100	215	12,9
	c	11,3	251	45	2,7
	d	15,2	234	65	3,8
	e	11,8	269	59	3,4

(1) Stations M.N. : a Loxéville, b Luxeuil, c Metz, d Nancy, e Phalsbourg

1961). Juin, juillet, et surtout août ont été les mois les plus riches en averses de la période 1955-1960 (J.-H. Sépulchre, 1962), ce qui s'explique aisément du fait que le maximum pluviométrique se situe au coeur de la saison chaude dans la majeure partie du bassin.

Le second caractère de ces averses, sur lequel il convient d'insister, est leur faible extension spatiale. Nombre d'averses orageuses n'intéressent que des secteurs fort limités du bassin, elles se présentent sous forme de "noyaux" de précipitations très localisés et très variables d'une averse à l'autre, d'où la difficulté d'une représentation cartographique valable. Les averses cycloniques véritables sont rarement elles-mêmes généralisées à l'ensemble du bassin, elles affectent tantôt la montagne vosgienne et la partie orientale du Plateau Lorrain (averses du 5 juillet 1948 et du 11 août 1958) ou son secteur méridional (averse du 7 juin 1956), tantôt l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan. Les crues qui découlent de ces averses sont donc ou locales ou spécifiques de petits bassins dispersés ou semi générales, car limitées en fait aux secteurs supérieur et moyen ou au secteur inférieur du bassin de la Moselle.

Les averses de saison chaude sont également de courte durée. Les averses orageuses sont les plus brèves, de l'ordre de quelques heures, et elles ne dépassent que rarement 5 à 6 heures. Elles correspondent donc à la première catégorie d'averses définie par H. Wussow, d'une durée moyenne voisine de deux heures (R. Frécaut, 1962). Les averses cycloniques sont plus longues, elles peuvent persister jusqu'à 12 heures, mais, même en ce cas, elles se différencient nettement des grandes averses océaniques durables de saison froide ou des averses durables typiques de la saison chaude en Europe Centrale.

Les tranches d'eau précipitées sur le Plateau Lorrain au cours de ces averses sont généralement modérées, très proches de celles enregistrées en 24 heures lors des averses de saison froide, elles varient le plus souvent de 10 à 30 mm et excèdent rarement 60 à 70 mm, même dans le cas d'averses durables. Il ne semble pas qu'alors le massif vosgien et les hauts sommets du Hunsrück et de l'Eifel soient beaucoup plus arrosés que les régions de plateaux. Exceptionnellement pourtant, ces totaux pluviométriques peuvent être très élevés, lors d'averses orageuses spectaculaires, qualifiées d'averses torrentielles ou de "ruptures de nuages„(Wolkenbrüche). Il est ainsi tombé plus de 100 mm en quelques heures le 30 avril 1959 sur les bassins supérieurs de la Kyll et de l'Ahr dans le Nord-Ouest de l'Eifel, soit près de 60 mm en deux heures (R. Frécaut, 1962). Une trombe d'eau encore plus brutale s'est abattue sur le bassin inférieur de la Sûre dans la région d'Echternach le 2 juillet 1958, soit 120 mm en deux heures environ, mais fort heureusement le cataclysme a conservé un caractère strictement local.

La brièveté des averses de saison chaude explique que leur intensité soit en définitive fort élevée. D'ailleurs, la notion d'intensité moyenne est plus acceptable ici, car ces averses sont plus uniformes. Si, les coefficients d'intensité moyenne et les intensités horaires moyennes des averses cycloniques ne sont pas franchement supérieurs à ceux des averses les plus fortes de saison froide, l'intensité des averses orageuses est, par contre, beaucoup plus élevée. Les coefficients d'intensité moyenne caractérisant ces averses sont presque toujours supérieurs à 100, souvent voisins de 400 à 500, ils peuvent s'élever à plus de 1 000 dans le cas des averses torrentielles. De même, les intensités horaires moyennes sont fréquemment comprises entre 10 et 30 ; elles sont pourtant fort variables d'une station à l'autre au cours d'une même averse et d'une averse à l'autre, ce qui confirme le caractère d'extrême instabilité des phénomènes orageux.

Malgré de telles intensités, les averses de saison chaude sont au total assez peu efficaces pour l'écoulement fluvial, mais il convient de nuancer cette remarque. Les averses cycloniques véritables relativement durables et extensives, sont moyennement abondantes et peu intenses ; elles engendrent des crues certes généralisées à une partie du bassin de la Moselle, mais de puissance seulement faible, vu le rôle déterminant de l'évapotranspiration en saison chaude. Les averses orageuses n'affectent que de petits bassins, si bien que, même si leur abondance et leur intensité contrebalancent largement l'influence de l'évapotranspiration, elles n'entrainent en fait que des crues locales parfois puissantes mais sans répercussions graves sur les grands organismes fluviaux (Deuxième Partie - Chapitre V). D'ailleurs certaines averses orageuses se révèlent totalement inefficaces par l'alimentation fluviale lors des grands étés secs et chauds, par suite du rôle exceptionnel de l'évapotranspiration et des vastes possibilités d'infiltration offertes par les sols après des périodes de sécheresse prolongée (R. Frécaut, 1969).

La part parfois importante des précipitations solides dans les averses durables de saison froide, surtout en montagne, a déjà été soulignée, il convient maintenant d'aborder le problème de la neige dans son ensemble.

D.- La neige et son influence véritable dans l'alimentation fluviale

Le rôle de la neige dans l'alimentation des cours d'eau doit être envisagé sous deux angles : d'une part, les effets de la rétention nivale sur le régime et la part de la neige dans l'écoulement moyen annuel à partir des caractères moyens de l'enneigement, d'autre part, les incidences sur l'écoulement des divers types de fusion de la couverture de neige, particulièrement épaisse lors des grands hivers neigeux, en fonction de situations météorologiques différentes.

Mais il faut rappeler que les informations relatives à la neige font gravement défaut pour le bassin de la Moselle. Aucune station climatologique n'est spécialisée et équipée pour des mesures nivométriques, la plupart des stations surtout en montagne se contentent, au mieux, de signaler les chutes de neige ou la présence de neige au sol, sans aucune donnée quantitative.

On ne possède ainsi pratiquement pas de statistiques suivies et précises sur le nombre annuel de jours de chute de neige, sur les hauteurs journalières et annuelles de neige tombée, ce qui rend aléatoire tout calcul d'intensité des chutes de neige et de coefficients nivométriques. Les seules indications disponibles concernent l'enneigement, soit le nombre annuel de jours avec sol couvert de neige, encore que cette notion soit fort imprécise, soit les dates extrêmes d'enneigement, soit enfin certaines hauteurs d'enneigement, mais sans référence à la densité de la neige. Et bien souvent, la densité des stations fournissant de tels renseignements est trop faible et leur répartition trop anarchique pour conférer à ces valeurs une signification véritable.

Certes, des projets d'étude de la neige spécialement dans le massif vosgien, ont déjà été maintes fois envisagés par les services compétents ; ils concerneraient l'enneigement au sol, sa durée, son épaisseur, sa localisation en fonction du relief. Des campagnes de sondages du manteau neigeux et de mesure de la densité de la neige, menées sur plusieurs saisons froides en des postes minutieusement choisis, devraient permettre une cartographie assez satisfaisante du phénomène de la neige dans les Vosges et une estimation valable du volume de neige influençant l'écoulement dans le bassin supérieur de la Moselle. De telles recherches sont hautement souhaitables, mais elles supposent un travail de longue haleine et collectif ; certaines mesures ont déjà été entreprises sur le versant oriental de la chaîne, hors du bassin. On en est donc souvent réduit pour les secteurs montagneux les plus élevés aux relevés de hauteurs d'enneigement fournis par les stations de sport d'hiver, qui se sont multipliées depuis une vingtaine d'années ; il s'agit en l'occurence de données fragmentaires et de surcroît sujettes à caution, mais qu'on ne saurait totalement ignorer.

1.- Enneigement moyen du bassin . Effets de la rétention nivale et part de la neige dans l'écoulement moyen annuel

On peut tenter de définir dans ses grandes lignes l'enneigement moyen du bassin à partir de deux critères : la durée et la hauteur du manteau neigeux, tout en soulignant le caractère quelque peu formel de la notion de moyenne appliquée au phénomène de la neige. Les conditions de l'enneigement sont en effet très irrégulières d'une saison froide à l'autre en milieu tempéré océanique, non seulement dans les régions de plateaux mais également en montagne. De plus, le rôle de la neige dans l'alimentation fluviale, qu'il s'agisse des effets de la rétention nivale ou de la part effective des précipitations solides dans la lame d'eau

écoulée annuellement, doit être analysé séparément pour les secteurs supérieur et inférieur et pour le secteur moyen du bassin de la Moselle.

L'enneigement des moyennes montagnes, Vosges centrales et méridionales, hauts sommets du Hunsrück et de l'Eifel, est relativement régulier et abondant. Ceci tient au fait que les précipitations neigeuses se produisent en milieu océanique montagnard tout au cours de la saison froide, aussi bien par types de temps perturbés d'Ouest-Sud-Ouest, donnant des neiges de redoux liées aux fronts chauds en montagne et des pluies sur le Plateau Lorrain, que par types de temps perturbés de Nord-Ouest ou de Nord, entraînant des chutes de neige dite d' "invasion d'air polaire" tant en plaine qu'en montagne (Ch. P. Péguy, 1952, 1970). Au total, la fréquence des précipitations solides est beaucoup plus élevée sur les massifs bordiers qu'au centre du bassin.

On peut donc parler de régime nivométrique véritable pour les secteurs montagnards et calculer des coefficients nivométriques ou de nivosité, soit les rapports des précipitations solides aux précipitations totales ; on ne dispose pourtant que de peu d'éléments chiffrés à cet égard et l'on doit se contenter de simples approximations.

Les coefficients nivométriques moyens annuels sur le versant oriental des Vosges sont selon E. Juillard (1954) voisins de 10 % vers 500 m, de 20 % vers 750 m, de 30 % vers 1 000 m et de 40 % vers 1 200 m ; J.P. Rothé (1963) admet, de son côté, un coefficient nivométrique moyen annuel au moins égal à 25 - 30 % à proximité de la ligne de faîte. Ce coefficient moyen peut s'élever en février et en mars jusqu'à 80 %. Il semble que l'on puisse retenir des valeurs similaires pour le versant occidental de la chaîne, donc pour les bassins supérieurs de la Moselle et de la Meurthe. D'ailleurs, les valeurs des coefficients nivométriques moyens annuels pour le versant occidental de la Forêt Noire sont du même ordre de grandeur : 20 % à 800 m, 25 % à 900 m et 37 % pour le Feldberg (M. Manig et H. Schirmer, 1961). D'autre part, le coefficient nivométrique moyen annuel est proche de 20 % dans les parties sommitales du Hunsrück, de l'Eifel et de l'Ardenne ; ce coefficient atteint fréquemment 40 % en janvier, en février ou en mars, mois les plus neigeux (W. Weischet, 1948).

Quant à l'enneigement qui nous intéresse plus directement, il apparaît comme un phénomène régulier et annuel en moyenne montagne, dans les secteurs d'altitude supérieure à 500-600 m, sans que toutefois le manteau neigeux soit continu tout au long de la saison froide, de brèves périodes de fusion de la neige peuvent se produire même sur les plus hauts sommets entre novembre et mars-avril.

Une première caractéristique de l'enneigement moyen en montagne est sa durée, beaucoup plus longue que sur le Plateau Lorrain. Ceci ressort nettement de la carte de la durée moyenne d'enneigement du bassin (fig. 40), établie pour la période 1931-1960 à partir d'un relevé systématique du nombre moyen annuel, ou plus exactement saisonnier, de jours avec sol couvert de neige (1).

Le nombre moyen de jours d'enneigement est supérieur à 40 dans l'ensemble des Vosges centrales et méridionales : 4 1 au Thillot, 69 à Gérardmer, il dépasse 100, c'est-à-dire plus de trois mois, sur les sommets de plus de 1 000 m : 125 au lac Blanc, 127 au Ballon d'Alsace, 130 à la Schlucht et au Markstein, plus de 140 au Grand Ballon. L'enneigement plus durable de la Forêt Noire, à égalité d'altitude : 140 jours vers 1 200 m, 170 jours au Feldberg, semble lié à la configuration topographique particulière de la chaîne, alors que les coefficients nivométriques sont sensiblement les mêmes que dans les Vosges (E. Juillard, 1954). C'est également la plus grande massivité des Préalpes qui doit expliquer les durées d'enneigement supérieures dans ces montagnes (A. Poggi, 1958).

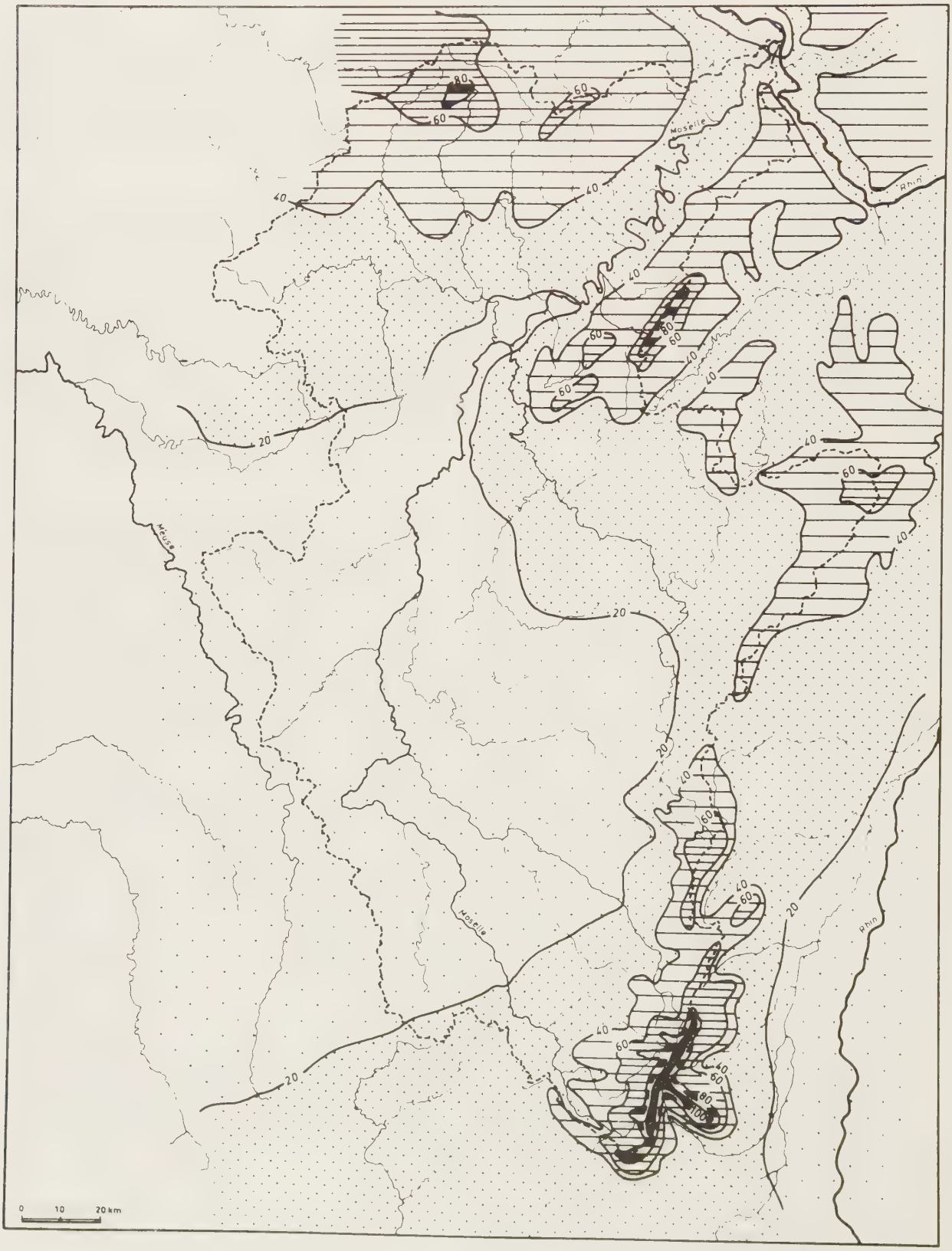
La durée moyenne d'enneigement est moindre dans les Vosges du Nord, elle n'atteint que 60 jours au Donon pour s'abaisser à moins de 40 jours au Nord du col de Saverne ; elle s'élève, par contre, à plus de 60 jours dans la partie orientale du Pfälzer Wald. La durée du manteau neigeux est évidemment moins longue sur les hauts sommets du Massif Schisteux Rhénan que dans les hautes Vosges ; elle dépasse néanmoins 80 jours à proximité de la ligne de crête du Hunsrück et de l'Eifel (82 jours à Schneifelforsthaus) tout comme dans le Taunus (F. Tichy, 1951). La durée moyenne d'enneigement excède enfin largement un mois sur l'ensemble du bassin inférieur de la Moselle.

En réalité, plusieurs types d'enneigement se trouvent réalisés en montagne, plus particulièrement dans les Vosges ; ils ont été fort bien étudiés par E. Juillard (1954) et J.P. Rothé (1963). On peut opposer des hivers faiblement neigeux avec une couverture peu épaisse et intermittente tout au cours de la saison froide (1956-1957), aux grands hivers neigeux pouvant comporter un épais manteau neigeux continu de novembre-décembre à mars (1941-1942, 1950-1951 et 1952-1953), ou au moins de novembre-décembre à janvier (1947-1948) ou de janvier à février-mars (1955-1956 et 1957-1958) et même à avril-mai (1968-1969 et 1969-1970).

Les mois en moyenne les plus enneigés dans les secteurs élevés du bassin sont janvier et surtout février et mars, parfois avril, par suite de la grande fréquence en cette période des types de temps perturbés de Nord-Ouest et de Nord donnant d'abondantes chutes de neige (E. Juillard, 1954). Cette neige "d'invasion d'air polaire" s'ajoute

(1) La notion de sol couvert de neige employée couramment par les climatologues est ambigüe et ne traduit qu'imparfaitement l'enneigement réel. Le sol est dit couvert de neige en une station donnée s'il est plus qu'à moitié couvert pendant toute ou une partie de la journée (M. Garnier, 1967) sans hauteur minimale d'enneigement bien définie, le plus souvent 0 cm en France et 1 cm en Allemagne.

FIG.40 DUREE MOYENNE D'ENNEIGEMENT DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1931-60) EN JOURS.



alors au stock de neige des mois précédents et l'épais manteau neigeux ainsi constit entretient en son sein des basses températures qui retardent sa fusion (J.P.Ro 1963). A ce maximum d'enneigement de fin de saison froide, très net dans le massif vosgien et que l'on retrouve à un moindre degré dans le Massif Schisteux Rhénan, correspond une forme de rétention nivale non négligeable , de l'ordre de un ou deux mois. L'écoulement fluvial connaît donc une recrudescence en février ou mars lors de la fusion progressive de la couverture de neige. Cette rétention nivale affecte surtout le régime des cours d'eau du bassin supérieur de beaucoup le plus enneigé : Moselle supérieure, Moselotte, Vologne, Meurthe supérieure (Deuxième Partie - Chapitre III).

La seconde caractéristique de l'enneigement en montagne qui intéresse l'abondance fluviale est l'épaisseur moyenne du manteau neigeux, mais on ne possède à ce sujet que de maigres renseignements, si bien que toute estimation même grossière se révèle hasardeuse et qu'une cartographie du phénomène est impossible en l'état actuel des connaissances. Divers facteurs expliquent l'extrême variété d'épaisseur de la couverture de neige : l'exposition générale, les conditions topographiques locales, le couvert végétal et plus spécialement forestier. Le rôle de la topographie dans la répartition du manteau neigeux apparaît nettement sur les plus hauts sommets vosgiens, tel le Hohneck (J.P. Rothé, 1963) ; alors que la zone des crêtes est faiblement enneigée par suite de l'action de vents violents et de l'absence de toute végétation arbustive, la partie supérieure du versant oriental, située directement en contre-bas, est soumise à une suralimantation neigeuse remarquable et déjà effective au Quaternaire froid.

La hauteur moyenne d'enneigement sur ce versant Est est de l'ordre de 20 à 30 cm vers 800 m et elle atteint fréquemment un mètre à proximité des sommets en février-mars (E. Juillard, 1954). Il semble qu'une qu'une épaisseur moyenne de 40 à 50 cm puisse être retenue, sans surestimation excessive, pour les bassins montagnards de la Moselle supérieure en amont de Remiremont et de la Moselotte, contre 20 à 30 cm pour les bassins moins élevés de la Moselle en amont d'Epinal et de la Vologne. La hauteur moyenne d'enneigement, à la même période, est plus faible sur les parties sommitales boisées du Hunsrück et de l'Eifel, elle n'excède pas 10 à 15 cm dans les bassins supérieurs de la Prüm, de la Prims et de la Drohn.

Il est évident qu'il serait contestable de prétendre calculer avec précision la part de la lame de fusion de la neige dans l'écoulement moyen annuel à partir de données aussi aléatoires, d'autant que l'on ne sait rien de la densité de cette neige. On peut cependant indiquer, dès maintenant, que la neige doit fournir approximativement 10 % à 15 % de la lame d'eau écoulée en année moyenne à l'issue de bassins élevés mais assez étendus comme celui de la Moselle à l'amont de Remiremont ou de la Moselotte ; ce pourcentage est voisin de 8 à 10 pour les bassins de la Moselle à Epinal et de la Vologne. C'est seulement pour de très petits

bassins intégralement montagnards, de l'ordre de quelques km2, tel celui de la Belbriette, affluent de la haute Vologne (M. Rogé, 1968), que cette part de la neige dans l'écoulement dépasse largement 20 %, tandis qu'elle n'est que de 4 à 5 % dans les hauts bassins du Massif Schisteux Rhénan.

Au total, la neige intervient dans le régime moyen des cours d'eau montagnards du bassin autant par la rétention qui détermine un retard sensible dans l'écoulement de saison froide que par les volumes d'eau, le plus souvent modestes, libérés par la fusion nivale. Par sa régularité relative, sa durée, son épaisseur, l'enneigement en montagne s'oppose donc nettement à celui des régions de plateaux

La notion d'enneigement moyen sur le Plateau Lorrain, c'est-à-dire sur la majeure partie du bassin de la Moselle, appelle des réserves; la présence au sol d'une couverture de neige n'est, en effet, ni régulière, ni annuelle. Les valeurs moyennes que l'on peut utiliser n'ont donc qu'une signification fort limitée et encore sont-elles assez rares.

La durée moyenne d'enneigement est brève, partout inférieure à 20 jours par an et même à 10 jours dans la partie occidentale du bassin. La persistance du manteau neigeux est légèrement plus grande aux confins septentrionaux du Plateau Lorrain : bassin de Luxembourg - Trèves, Pfälzer Bergland et surtout Pfälzer Wald. Cette brièveté de l'enneigement n'entraîne aucune rétention véritable, d'autant que la couverture de neige est en fait discontinue au cours de la saison froide et qu'elle ne subsiste au sol plus d'une dizaine de jours que lors de grands hivers neigeux.

De plus, à l'exception de ces grands hivers, l'épaisseur moyenne du manteau neigeux, maximale en janvier, est faible, de l'ordre de quelques cm. La fusion de la neige ne joue donc qu'un rôle modeste sinon insignifiant sur l'écoulement en année moyenne, à la différence du bassin supérieur, mais il peut en aller tout autrement lors de certains hivers très neigeux.

2.- Enneigement remarquable lors de grands hivers neigeux et influence variable de la fusion nivale sur l'écoulement de saison froide

On a déjà souligné la grande variabilité de l'enneigement d'un hiver à l'autre et le cas d'enneigement remarquable lors de grands hivers neigeux. C'est au terme de ces hivers que la fusion nivale peut avoir les conséquences les plus graves pour l'écoulement fluvial, tout spécialement en période de crue.

Mais il convient, au préalable, de caractériser ces grands hivers neigeux en les différenciant des grands hivers froids étudiés précédemment. Puis, à partir de quelques exemples d'enneigement remarquables du bassin, tant en ce qui concerne la durée du manteau neigeux

que surtout son épaisseur, on évoquera les divers modes de fusion nivale et leurs conséquences hydrologiques propres.

Les grands hivers neigeux appartiennent certes à la famille des hivers froids, mais ils ne correspondent pas nécessairement aux grands hivers les plus froids, qui peuvent enregistrer, on le sait, une très faible pluviosité du fait d'une exceptionnelle stabilité des types de temps anticycloniques. Bien au contraire, les abondantes chutes de neige caractérisant les grands hivers neigeux tiennent à une relative instabilité des situations météorologiques et à la succession assez rapide dans le temps de types perturbés de Nord-Ouest et de Nord, de types anticycloniques et de types perturbés d'Ouest-Sud-Ouest.

Les types de temps perturbés de Nord-Ouest et de Nord relaient généralement les types perturbés d'Ouest-Sud-Ouest et précèdent l'installation sur le bassin de masses d'air continentales froides et sèches. L'arrivée d'air polaire ou arctique, froid et humide, entraîne en plaine comme en montagne, la formation d'un épais manteau neigeux, dont la conservation au sol est favorisée par la vague de froid qui suit. Les types de temps perturbés d'Ouest-Sud-Ouest, déterminant des chutes de neige de redoux moins abondantes et localisées essentiellement sur les secteurs montagneux, traduisent la reprise de l'influence océanique après une période à prédominance anticyclonique plus ou moins longue ; le maintien de la couverture de neige au sol n'est plus assuré et la fusion nivale intervient. Suivant la durée effective de chacun des types de temps perturbés, que seule une analyse météorologique quotidienne permet de déceler, certains hivers peuvent être fortement neigeux dans les massifs bordiers du bassin sans que pour autant l'enneigement soit notable sur le Plateau Lorrain.

Faute de statistiques précises, seuls quelques grands hivers neigeux récents ont été retenus, 1941-1942, 1947-1948, 1950-1951, 1952-1953, 1955-1956 et 1957-1958 (tableau XXVII). La hauteur maximale d'enneigement, enregistrée lors de chacun de ces hivers, importe plus à notre optique hydrologique que la durée du manteau neigeux qui dépasse en tous les cas la valeur de la normale 1931-1960 ; on n'observe d'ailleurs pas toujours la plus forte épaisseur de neige, tant en plaine qu'en montagne, au cours des hivers où la durée du manteau neigeux est la plus longue. De plus, de remarquables enneigements sont réalisés aussi bien lors d'hivers comportant des vagues de froid durables (1941-1942) qu'au cours d'hivers moins froids avec des périodes de gel plus brèves (1950-1951) et 1952-1953). Enfin, la grande variabilité des hauteurs d'enneigement d'un hiver neigeux à l'autre en une même station ainsi que la non concordance fréquente et déjà signalée d'un

fort enneigement sur le Plateau Lorrain et sur ses bordures montagneuses compliquent singulièrement l'étude de ces hivers.

Les valeurs maximales d'enneigement en montagne depuis 1930 ont été relevées lors des saisons froides 1941-1942 et 1952-1953. On notait ainsi le 1er février 1942 160 cm au Grand Ballon, 95 cm au lac Noir, 87 cm au lac d'Alfeld, 96 cm à Schneifelforsthaus, 72 cm à Deuselbach et 53 cm à Birkenfeld. Il ne s'agit là que de quelques valeurs éparses reflètant mal la réalité de l'enneigement, puisqu'à proximité de la ligne des crêtes dans les Vosges l'épaisseur de la couverture de neige dépassait largement un mètre et approchait parfois deux mètres et que les secteurs les plus élevés du Hunsrück et de l'Eifel étaient recouverts par près d'un mètre de neige. On mesura au mois de février 1953, entre le 13 et le 17, des hauteurs encore plus fortes dans la plupart des stations d'altitude du bassin : 225 cm à la Schlucht, 110 cm au lac Noir, 105 cm à Gérardmer, 99 cm au lac d'Alfeld, 75 cm à Ramonchamp, 103 cm à Schneifelforsthaus. Un tel enneigement n'est nullement exceptionnel dans le massif vosgien et l'on a relevé lors du récent hiver neigeux 1968-1969, le 15 février, des valeurs sensiblement voisines : 180 cm au Ballon d'Alsace, au Markstein et à la Schlucht, 150 cm au Grand Ballon et au Ventron, 120 cm au lac Noir, au lac Blanc et au Champ du Feu, mais seulement 80 cm au Donon (1).

On peut donc estimer à plus d'un mètre l'enneigement maximal effectivement atteint pendant ces hivers dans les secteurs vosgiens du bassin compris entre 600 et 900 m et à plus de deux mètres l'enneigement au-dessus de 900 à 1 000 m. La hauteur d'enneigement peut alors dépasser un mètre dans les bassins les plus élevés du Massif Schisteux Rhénan.

La plus forte couverture de neige sur le Plateau Lorrain depuis 1930 a été relevée pendant l'hiver 1957-1958, alors que l'enneigement n'était que moyen dans les Vosges et l'Eifel; les hauteurs au sol, après tassement, variaient de 20 à 30 cm suivant les stations le 7 février, jour du maximum. Il semble, ainsi que l'a montré encore récemment l'hiver 1968-1969, qu'il s'agisse là d'une épaisseur de la couverture de neige rarement dépassée. Cette disparité fréquente entre l'enneigement des régions de moyenne montagne et celui des plateaux, dûe à la plus grande fréquence de types de temps perturbés, soit de Nord-Ouest ou de Nord, soit d'Ouest-Sud-Ouest, a des conséquences hydrologiques non négligeables, bien que la lame de fusion de la neige soit toujours modeste dans le secteur moyen du bassin.

---

(1) Les hauteurs d'enneigement ont été du même ordre de grandeur plus récemment encore, en mars-avril 1970.

TABLEAU XXVII DUREE ET HAUTEUR MAXIMALE D'ENNEIGEMENT LORS DE GRANDS HIVERS NEIGEUX.

a nombre de jours avec sol couvert de neige.
b hauteur maximale de la couche de neige en cm(1).

Nuance océanique de transition et à tendance continentale.

STATIONS		Nbre annuel de jours avec sol couvert de neige Normale 1931-1960	1941/1942	1947/1948	1950/1951	1952/1953	1955/1956	1957/1958
Metz M.N.	a	14	-	16	30	27	32	19
	b		-	10(20/12)	10(23/12)	15 (9/2)	10(16/2)	19 (7/2)
Nancy M.N.	a	13	-	7	27	14	30	23
	b		-	-	11(25/3)	7(14/11)	16(16/2)	28 (7/2)
Phalsbourg M.N.	a	32	-	33	42	70	37	41
	b		-	-	-	-	-	-
Strasbourg M.N.	a	18	71 (2)	30	20	30	26	34
	b		14(17/2) (2)	20(20/12)	13 (26/12)	5 (3/1)	11(16/2)	46 (7/2)
Trier-Stadt	a	17	56	60	23	28	38	16
	b		21(17/2)	-	-	5(10/2)	8(15/2)	10 (7/2)

Nuance océanique froide

Birkenfeld	a	46	85	68	46	70	65	36
	b		53(17/2)	-	-	-	-	-
Deuselbach	a	42	92	83	29	30	70	58
	b		72(17/2)	-	-	-	-	-
Gérardmer	a	69	-	-	91	131	50	86
	b		-	-	73 (3/1)	105(12/2)	45(16/2)	60 (7/2)
Lac Noir	a	91	115	67	110	129	-	-
	b		95(17/2)	35(20/12)	60(24/1)	110(17/2)	-	-
Ramonchamp - Le Thillot	a	41	-	-	34	44	38	53
	b		-	-	50 (1/1)	75(17/2)	43(16/2)	35 (8/2)
Schneifelforsthaus	a	82	112	-	-	98	90	93
	b		96(17/2)	-	-	103(13/2)	24(17/2)	8 (7/2)
Sewen - Lac d'Alfeld	a	68	103	39	75	123	-	-
	b		87(17/2)	20(27/11)	63(19/12)	89(18/2)	-	-

(1) La date de la hauteur maximale d'enneigement est indiquée entre parenthèses.
(2) Valeurs se rapportant à la station de Strasbourg I.P.G.

Ce ne sont pourtant pas toujours les hivers hyper-neigeux qui importent le plus à l'écoulement fluvial. Il est nécessaire, en effet, d'analyser dans le détail les conditions de fusion du stock neigeux et leurs répercussions effectives sur le débit des cours d'eau.

Trois types principaux de fusion nivale peuvent être distingués, encore qu'il faille souvent considérer séparément la fusion rapide de la neige sur le Plateau Lorrain, terminée pratiquement en quelques jours, et celle beaucoup plus progressive du manteau neigeux en montagne pouvant s'étendre sur plusieurs semaines.

Lors de certains hivers neigeux et très froids, tels ceux de 1941-1942 et de 1955-1956, de longues périodes anticycloniques froides et sèches succèdent à des séquences perturbées amenant d'abondantes chutes de neige de redoux ou d' "invasion d'air polaire". La fusion de la neige est alors lente et progressive même sur le Plateau Lorrain, car limitée par le réchauffement seulement passager de l'air au milieu du jour , elle s'accompagne d'ailleurs d'une appréciable perte en eau par sublimation à la surface du manteau neigeux, par suite du rayonnement solaire intense en situation anticyclonique à ciel clair (L. Serra, 1960). Sauf en montagne où le stock neigeux est trop abondant, spécialement lors de l'hiver 1941-1942, la couverture de neige s'amenuise insensiblement sans entraîner aucune montée des eaux même sur les plus petits cours d'eau. La fusion de la neige en montagne à la fin de la période froide détermine simplement des hautes eaux sans conséquences graves ; ce fut le cas en mars 1942 et en mars 1956 dans le bassin supérieur de la Moselle.

Un second type de fusion fréquent consiste en une disparition assez rapide et totale du manteau neigeux au moins sur le Plateau Lorrain, mais sans précipitations liquides notables. Une situation météorologique instable de marais barométrique succéda, en mars 1951 et en mars 1953, à de brèves périodes perturbées de Nord-Ouest et de Nord et à des vagues de froid peu durables. Ce type de temps original, développé en bordure Nord d'un système dépressionnaire très actif, persista plusieurs jours entraînant un réchauffement sensible de l'atmosphère ; il permit ainsi la fusion de la totalité de la neige dans le bassin moyen de la Moselle et d'une part appréciable du stock neigeux accumulé en montagne au dessus de 800 à 1 000 m. Une telle fusion accélérée mais sans pluies abondantes provoque certes, une montée rapide des eaux dans de nombreux petits bassins peu perméables de plaine : Madon, Seille, Nied, mais les grandes artères du bassin, Moselle, Meurthe, Sarre et Sûre, n'enregistrent en définitive que de simples hautes eaux. L'hiver récent 1968-1969 fournit un autre exemple typique d'une semblable évolution.

La fusion de la couverture de neige peut s'accompagner, enfin, d'averses durables, du fait de la persistance de types de temps perturbés d'Ouest-Sud-Ouest sur l'Est de la France à la suite d'une période plus froide

et neigeuse. Il faut rappeler que, lors de ces averses pluvio-neigeuses de saison froide, les précipitations liquides dominent sur le Plateau Lorrain tandis que des chutes de pluie et de neige se produisent en montagne. La pluie accroît singulièrement la vitesse de fusion du manteau neigeux, dûe pour l'essentiel au réchauffement brutal de l'atmosphère provoqué par l'irruption de masses d'air océaniques tièdes. Les gouttes de pluie, dont la température est largement positive, pénètrent alors profondément dans la couverture de neige au sol et en activent la fusion, surtout en plaine. Selon L. Serra (1960), une pluie d'averse par une température voisine de 10° peut augmenter de près de 40% la lame d'eau de fusion quotidienne de la neige.

Cependant, la conjonction d'abondantesprécipitations liquides et d'une importante lame d'eau libérée par fusion nivale semble fort heureusement rarement réalisée, surtout dans les secteurs montagnards du bassin. Il existe généralement un décalage dans le temps entre l'amorce de la fonte du manteau neigeux et le début de l'averse décisive. Ainsi, la totalité du manteau neigeux avait disparu dès le 20 décembre 1947 sur le Plateau Lorrain et le stock neigeux était fortement réduit dans les hautes Vosges lorsque se déclancha la célèbre série d'averses du 26 au 29 décembre (J.P. Rothé, 1948). Partant de ces observations capitales, M. Pardé(1948) a fort bien dégagé le rôle en définitive secondaire de la fonte de la neige dans l'alimentation de cette crue exceptionnelle, refutant ainsi une opinion traditionnellement erronée. A juste titre, l'auteur a ramené la part de la neige dans l'écoulement global de crue à environ 30% dans le bassin supérieur de la Moselle à Epinal et à 10% au maximum dans le bassin moyen, tant pour la Meurthe à Nancy que pour la Moselle à Toul. Il semble en être ainsi pour la majorité des crues de saison froide de la Moselle tout comme pour celles de la plupart des grands cours d'eau des régions de plateaux et de moyenne montagne d'Europe Occidentale.

En 1958, par contre, la fusion du manteau neigeux coïncida exactement avec l'averse du 7 février, mais, si l'enneigement était relativement abondant sur le Plateau Lorrain, de l'ordre de 20 à 40 cm, il n'était que très moyen dans le massif vosgien, dépassant rarement un mètre sur les plus hauts sommets. La lame d'eau provenant de la fonte ne fut, d'autre part, renforcée que par un apport assez modeste de pluie. Aussi la première crue de février 1958 ne revêtit-elle jamais un caractère catastrophique, malgré le rôle non négligeable de la neige.

Ces deux exemples opposés montrent à l'évidence que les crues les plus puissantes de la Moselle sont dûes avant tout à des averses exceptionnelles, la neige contribue simplement à aggraver localement les débits maximaux écoulés (Deuxième Partie - Chapitre V). Il faut souligner, en revanche, que la plupart des grandes averses de saison froide sont accompagnées d'une fusion du manteau neigeux dans le bassin supérieur vosgien, ceci même lors d'hivers à enneigement très moyen.

C O N C L U S I O N

L'étude des conditions de l'alimentation et de l'écoulement fluvial dans le bassin de la Moselle se heurte à une pénurie notoire de mesures climatiques, particulièrement en ce qui concerne l'insolation et l'évaporation, les précipitations journalières et la neige. Une réorganisation de l'équipement climatologique du bassin s'impose donc, surtout en France, de pair à une implantation plus dense de stations hydrométriques.

Malgré de sensibles nuances régionales, le bassin est soumis dans son ensemble à l'influence océanique. Les types de temps perturbés d'origine maritime dominent en toutes saisons, mais leur instabilité fondamentale entraîne une grande variabilité des conditions thermiques et pluviométriques au cours d'une même saison, d'une saison à l'autre et d'une année à l'autre. Les variations intersaisonnières et interannuelles des températures et des précipitations constituent l'élément essentiel d'explication des types de bilans particuliers saisonniers ou annuels de l'écoulement. On est ainsi amené à distinguer des années à forte ou à faible pluviosité ainsi qu'à pluviosité moyenne, des saisons froides et chaudes à excédent ou à déficit pluviométriques marqués.

Certains types de temps peuvent cependant présenter une relative stabilité et leur durée exceptionnelle en milieu tempéré océanique implique des conséquences hydrologiques de première importance. La persistance en saison froide de types de temps anticycloniques continentaux, allogènes ou parfois indigènes, est responsable de vagues de froid caractérisant les grands hivers souvent secs et provoquant le gel du sol, la formation de glaces fluviales et d'étiages originaux. Les grands hivers neigeux qui s'apparentent à ces hivers froids, connaissent une moins grande stabilité des situations météorologiques. De même, l'installation assez durable sur le bassin de masses d'air anticycloniques continentales, le plus souvent indigènes, détermine en saison chaude un fort déficit pluviométrique et une évapotranspiration exceptionnelle, d'où une sécheresse marquée et des étiages prononcés. Enfin, la stabilité peu fréquente en saison froide de types de temps à crues, par courants perturbés d'Ouest-Sud-Ouest, est à l'origine d'épisodes pluvieux, donc de séries d'averses durables génératrices de crues parfois très fortes et affectant à des degrés divers la totalité du bassin.

Cette irrégularité effective du climat ne saurait pourtant faire rejeter totalement la notion de moyenne, si contestée actuellement. L'utilisation de moyennes s'avère indispensable pour l'analyse de l'abondance fluviale et pour l'établissement de bilans moyens saisonniers et annuels de l'écoulement. Les valeurs moyennes mensuelles des températures mettent en évidence la réalité de deux grandes saisons thermiques : la saison froide de novembre à mars-avril, la saison chaude d'avril-mai à octobre, pendant lesquelles les conditions de l'évapotranspiration, régissant en définitive le régime de l'écoulement, sont fondamentalement différentes. Ces deux saisons moyennes constituent les divisions majeures de l'année hydrologique, leurs limites exactes sont évidemment variables d'une année à l'autre.

On a également souligné, tout au long de cette présentation des caractères climatiques, la nette opposition entre les bassins supérieur et inférieur de la Moselle à nuance océanique froide et le bassin moyen à nuance océanique de transition ou à tendance continentale.

Le bassin supérieur et, dans une moindre mesure, le bassin inférieur du cours d'eau, où les données géomorphologiques sont les plus favorables à l'écoulement, sont également les mieux alimentés. Ils reçoivent les plus fortes tranches d'eau moyennes annuelles toujours supérieures à 1 000 mm et dépassant même 2 000 mm sur certains sommets vosgiens. Le maximum pluviométrique se place en saison froide, alors que l'évapotranspiration est faible sinon nulle. Les précipitations liquides et solides les plus abondantes sont enregistrées au cours des grandes averses durables de saison froide, qu'il s'agisse d'averses classiques ou partiellement aberrantes. Ces secteurs montagnards du bassin sont enfin fortement et régulièrement enneigés et la neige a une influence indéniable non tant sur les crues que sur les régimes fluviaux eux-mêmes.

Le bassin moyen de la Moselle, qui offre des conditions géomorphologiques moins favorables à un écoulement rapide, est également moins arrosé et très irrégulièrement enneigé. La lame d'eau précipitée en année moyenne n'excède jamais un mètre et le maximum pluviométrique saisonnier correspond à la période estivale pendant laquelle l'évapotranspiration est très efficace. Exceptionnellement, lors de certaines averses partiellement aberrantes de saison froide, les précipitations peuvent être très abondantes sur le Plateau Lorrain, elles aggravent singulièrement la puissance des crues.

L'originalité climatique du bassin de la Moselle tient donc surtout à une influence montagnarde tant en amont qu'en aval ; celle-ci complique quelque peu les conditions générales de l'écoulement et surtout l'évolution des crues. Mais les secteurs montagnards du bassin s'individualisent aussi par rapport aux régions de plateaux par leur plus importante couverture forestière.

C H A P I T R E I V

LES CARACTERES BIOGEOGRAPHIQUES DU BASSIN

Les facteurs biogéographiques peuvent régir l'écoulement fluvial tout autant que les facteurs géomorphologiques, lithologiques ou climatiques, car la couverture végétale est quasi continue et le plus souvent permanente en milieu tempéré océanique.

Dépassant le critère habituel du couvert forestier, on envisagera les divers types de couvert végétal représentés dans le bassin de la Moselle, leur importance respective, leur répartition géographique et leur action, par interception des précipitations et par transpiration, non seulement sur les débits liquides mais également sur les débits solides, ce qui permettra d'éclairer partiellement un des aspects fondamentaux de la dynamique fluviale, celui des transports solides en suspension dans les cours d'eau.

Il sera néanmoins impossible d'analyser dans le détail cette double influence de la végétation, faute de données quantitatives propres au bassin mosellan. Les remarques souvent générales que nous formulerons s'appliquent donc, en fait, à nombre de bassins du milieu tempéré océanique, mais il nous a semblé utile de faire une telle mise au point, ne serait-ce que pour souligner le retard pris par la recherche dans ce domaine particulier.

1.- Les principaux types de couverture végétale et leur répartition dans le bassin

Cette étude des types de couvert végétal et de leur répartition géographique sera menée dans un souci exclusivement hydrologique. Autrement dit, ainsi que l'a fort justement suggéré J. Tricart (1968), la distinction des grandes catégories sera fondée sur le degré d'efficacité de la couverture végétale tant en ce qui concerne le ruissellement et l'entraînement des matériaux fins sur les versants que l'écoulement proprement dit dans le cadre des lits fluviaux.

Le couvert forestier joue, certes, un rôle prédominant dans la double action de réduction de l'écoulement et de protection des sols, rôle sur lequel les hydrologues ont attiré l'attention depuis longtemps, mais d'autres types de couvert végétal doivent être pris en considération, qu'ils soient naturels ou liés à des méthodes culturales.

A.- Les types de couverture végétale

C'est en définitive en fonction de la densité d'occupation du sol par les formations végétales et de leur influence au cours de l'année hydrologique que l'on peut opposer des types de couvert végétal "permanents" ou seulement "saisonniers".

1.- Couverture végétale "permanente" et couverture forestière

Une grande partie du bassin possède une couverture végétale pour l'essentiel "permanente" et pratiquement continue au sol. Elle est donc efficacement "protégée", tant en saison chaude qu'en saison froide, mais à degrés divers, contre une érosion brutale, le ruissellement superficiel direct étant freiné grâce au phénomène d'interception et l'entraînement des matériaux fins sur les versants étant lui-même contrarié par le rôle fixateur de la végétation. Ce couvert végétal, par ailleurs, réduit sensiblement surtout en saison chaude la lame d'eau effectivement écoulée, car les plantes alors en pleine période végétative consomment une quantité élevée d'eau tirée du sol et rejetée par transpiration ; de plus, un pourcentage des précipitations, variable selon les espèces, est intercepté et s'évapore directement sans atteindre le sol.

A cette première catégorie de formation "permanente" et "fermée" appartiennent évidemment les forêts, dont le rôle hydrologique est le mieux connu, mais également les prairies et les friches non soumises à des méthodes culturales. Ls surfaces couchées en herbe ou laissées en friche ont considérablement augmenté dans le bassin depuis le début du siècle au détriment des surfaces cultivées, surtout en France, par suite de l'exode rural, donc de l'abandon des terres et de l'orientation de l'économie agricole vers l'élevage. Il n'entre pas dans notre propos de chiffrer cette évolution, mais ses répercussions sur l'écoulement liquide et solide ne doivent pas être insignifiantes.

Les prairies permanentes, naturelles ou artificielles - la distinction est en fait assez formelle - ainsi que les friches ont pour les sols un rôle protecteur assez semblable à celui de la forêt, non tant par la limitation du ruissellement que par la fixation des matériaux par les racines des plantes. Par contre, les formations herbacées entraînent en saison chaude un déficit d'écoulement moindre que sous couvert forestier, car elles déterminent une interception moins efficace des précipitations et elles exigent une fourniture en eau généralement moins élevée pour leur développement.

Les valeurs effectives d'interception et les besoins en eau de ces diverses formations végétales sont encore fort mal chiffrées et l'on devra s'en tenir à de simples ordres de grandeur.

2.- Couverture végétale "saisonnière"

Certains secteurs du bassin de la Moselle, soit sur le Plateau Lorrain, soit dans le Massif Schisteux Rhénan, comportent un couvert végétal localement plus discontinu dans l'espace et dans le temps.

Les terres labourées, vouées à la culture des céréales et des plantes fourragères, de même que les vignobles particulièrement développés dans le bassin inférieur, correspondent à ce type de couverture végétale que l'on peut qualifier de "saisonnier". Les vergers, le plus souvent traditionnels et fort mal entretenus, ne sont l'objet d'aucune méthode culturale, à la différence des vignobles ; ils doivent donc être assimilés aux prairies permanentes, et ils assurent une protection au moins aussi efficace du sol contre l'érosion par les eaux de ruissellement.

En ce qui concerne les terres labourées spécialement, une distinction entre saison chaude et saison froide s'impose. Le cycle végétatif des plantes cultivées coïncide pratiquement avec la saison chaude telle que nous l'avons définie ; la couverture du sol n'est cependant pas totale, il subsiste entre certaines espèces de plantes des espaces mal protégés de l'érosion, on pourrait à la limite parler de formation "ouverte". L'interception et la transpiration sont effectives en cette saison, mais moins efficaces pourtant que dans le cas d'une couverture végétale permanente et continue.

En saison froide, les terres cultivées, ne comportant plus de végétation, et les vignobles n'offrent pratiquement pas d'obstacle au ruissellement direct et les méthodes culturales de fin de saison chaude et de début de saison froide facilitent bien souvent l'entrainement des matériaux les plus fins. On a signalé toutefois la diminution sensible des surfaces cultivées dans le bassin depuis un siècle.

B.- La répartition géographique de la couverture végétale

Le morcellement fréquent des divers types de couvert végétal, soit permanent, soit saisonnier, et leur imbrication complexe dans le cadre des terroirs rendent pratiquement impossible leur cartographie ; seules, les forêts constituent, surtout dans les secteurs montagnards du bassin, de vastes ensembles que l'on peut aisément représenter.

Néanmoins, un recensement systématique des superficies des différents types de couvert par terroir permet l'établissement de cartes

indiquant, par bassin, le pourcentage de la surface du sol qu'ils occupent. Mais il s'agit là d'un travail long et fastidieux ; on s'est contenté souvent d'approximations fondées sur quelques sondages précis, sauf pour les bassin supérieur et inférieur, où ces pourcentages ont pu être établis avec un relative précision (A. Cahez, 1970).

1.- Couverture forestière et taux de boisement varié du bassin

L'étude de la répartition géographique des forêts dans le bassin et des taux de boisement s'avère relativement aisée. La carte de la couverture forestière du bassin de la Moselle permet d'esquisser les principales nuances régionales ; elle est toutefois schématique, car il n'a été tenu compte que des grands ensembles forestiers, spécialement pour le Plateau Lorrain (fig. 41). On a retenu, d'autre part, les taux moyens de boisement calculés par M. von Tein (1905), obtenus par planimétrage de la carte au 1/200 000e, en les corrigeant à partir de documents cartographiques récents (carte au 1/100 000e). Il a semblé utile aussi d'apporter, dans toute la mesure du possible, des précisions sur les types de peuplement et sur les essences arbustives, dont le rôle apparaît comme primordial tant dans les phénomènes d'interception que de transpiration.

Le taux moyen de boisement du bassin de la Moselle est de l'ordre de 30,5 %, inférieur donc à celui du bassin du Rhin dans son ensemble, soit 31,6 % et à celui de certains affluents du fleuve comme la Lahn, soit 40,6 % (F. Tichy, 1951). Ce taux relativement modeste tient à la grande diversité de la répartition des forêts entre les secteurs supérieur et inférieur du bassin et le secteur moyen. Des facteurs orographiques lithologiques, pédologiques, climatiques, mais également humains, expliquent cette répartition et, pour ne s'en tenir qu'au rôle de la lithologie, on peut relever que les taux de boisement les plus élevés, variant de 40 à 50 %, sont caractéristiques des roches cristallines et schisteuses, ainsi que du grès vosgien, alors que les taux les plus faibles correspondent à certains faciès sédimentaires du Plateau Lorrain : 20 à 27 % sur les terrains du Lias et du Jurassique, 17 à 19 % sur le Muschelkalk et le Keuper.

Il convient donc d'analyser la répartition de la couverture forestière du bassin, en opposant les massifs montagneux fortement boisés d'amont et d'aval à l'ensemble du Plateau Lorrain.

Le massif vosgien est fortement boisé dans son ensemble ; le taux moyen de boisement s'établit à 42 % pour les Vosges centrales et méridionales et à 46 % pour les Vosges du Nord (Forêt d'Abreschwiller et Forêt

FIG.41 LA COUVERTURE FORESTIERE DU BASSIN DE LA MOSELLE

TABLEAU XXVIII

REPARTITION DE LA COUVERTURE VEGETALE
PERMANENTE ET SAISONNIERE DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1) (%)

Bassins	Forêts	Prairies permanentes	Friches	Couverture végétale permanente	Couverture végétale saisonnière (terres labourées)
Bassin supérieur					
Moselle amont					
Remiremont	46,5	26,0	24,5	98,0	2,0
Moselotte	49,5	33,5	14,5	97,5	2,5
Vologne	51,5	28,5	6,0	86,0	14,0
Meurthe amont					
Raon	52,5	29,5	7,0	89,0	11,0
Rabodeau	71,0	18,5	3,0	92,5	7,5
Plaine	82,0	11,5	2,5	96,0	4,0
Bassin inférieur					
Hunsrück					
Ruwer	51,0	14,0	16,0	81,0	19,0
Dhron	45,0	12,0	19,0	76,0	24,0
Flaum Bach	49,0	14,0	18,0	81,0	19,0
Eifel					
Prüm	33,0	23,0	20,0	76,0	24,0
Kyll	32,0	21,0	27,0	80,0	20,0
Lieser	42,0	16,0	20,0	78,0	22,0
Pfälzer Wald et Pfälzer Bergland					
Blies	29,0	15,0	35,0	79,0	21,0
Prims	27,0	11,5	34,5	73,0	27,0
Bassin moyen					
Vezouze	44,5	30,5	5,5	80,5	19,5
Mortagne	48,5	30,5	3,0	82,0	18,0
Durbion	42,5	28,0	5,5	76,0	24,0
Euron	33,5	35,5	4,5	73,5	26,5
Madon	37,0	29,5	5,0	71,5	28,5
Sanon	26,5	38,5	4,0	69,0	31,0

(1) D'après : - A. Cahez (1970)
- Gemeindes Statistik von Rheinland-Pfalz
- Statistische Berichte des Statistischen Amtes des Saarlandes

de Bitche) et le Pfälzer Wald. En fait, ce taux varie considérablement suivant les bassins ; il est de l'ordre de 80 à 90 % pour de petits bassins montagnards, tel celui de la Belbriette (M. Rogé, 1968), de 70 à 80 % pour les bassins du Rabodeau, de la Plaine, de la Sarre blanche et de la Sarre rouge, de 50 % pour les bassins de la haute Moselle en amont de Remiremont, de la Moselotte, de la Vologne et de la Meurthe à l'amont de Raon-l'Etape, de près de 45 % pour le bassin de la Moselle à Epinal (tableau XXVIII).

Les types de peuplement forestier diffèrent sur le versant occidental de la chaîne en fonction des conditions topographiques, climatiques et pédologiques, mais les reboisements systématiques en Conifères, depuis un siècle ont quelque peu modifié la répartition originelle des essences (J. Dion, 1965 et 1970).

La Hêtraie, particulièrement développée sur les sols gréseux, marque en quelque sorte le contact entre le Plateau Lorrain et les Vosges ; sa limite supérieure passe de 250 m dans les Vosges du Nord à 500-600 m environ dans le Sud du massif (R. Rol, 1937). L'étage supérieur de la Hêtraie-Sapinière s'élève jusqu'aux sommets dans le Nord de la chaîne et atteint 1 000 à 1 100 m dans sa partie centrale et méridionale. Cette association des secteurs cristallins et gréseux, regroupant Hêtre (Fagus silvatica L.), Sapin blanc ou pectiné (Abies alba Mill), Pin sylvestre (Pinus silvestris L.), Pin à crochets (Pinus uncinata Rom.) et Epicéa commun (Picea excelsa Lk), introduit plus récemment, domine dans le bassin supérieur sur des sols ocre-podzoliques ou podzoliques (M. Bérard, 1958 - R. Carbiener, 1962). L'orientation des versants, et donc leur exposition particulière, entraîne souvent une répartition assez nette des essences : Pin et Sapin sur les versants plus chauds exposés au Sud et à sols podzoliques, Hêtre sur les versants septentrionaux plus frais à sols bruns à Mull (P. Duchaufour, J. Pardé, M. Jacamon et E. Debazac, 1958). Cette relative simplicité des peuplements forestiers du versant occidental des Vosges s'oppose à un étagement nettement plus complexe sur le versant alsacien (J. Dion, 1965).

La Hêtraie d'altitude, associant d'autres essences : Sorbiers des oiseleurs (Sorbus aucuparia L.), Erable sycomore (Acer pseudo-platanus L.) surmonte au-delà de 1 000 à 1 100 m la Hêtraie-Sapinière ; elle semble mieux adaptée, sur des sols bruns et bruns ocreux, à la rigueur thermique du climat océanique de montagne. Elle fait place vers 1 300 m, sur les plus hauts Ballons ou Hautes-Chaumes aux pelouses d'altitude, formations herbacées partiellement originelles et adaptées à des sols crypto-podzoliques de type Ranker (R. Carbiener, 1963) .

La prédominance des Résineux dans les bassins vosgiens dûe aux reboisements est donc manifeste ; le Sapin forme ainsi 65 % de la couverture forestière dans le haut bassin de la Belbriette, l'Epicéa 20 % contre seu-

lement 15 % pour le Hêtre, qu'il s'agisse d'ailleurs de la Hêtraie-Sapinière ou de la Hêtraie d'altitude (M. Rogé, 1968). Une telle répartition des essences se retrouve dans la plupart des forêts couvrant le versant occidental du Hohneck, dans celles de Gérardmer, de Xonrupt et de la Bresse spécialement : 64 à 74 % pour le Sapin, 16 à 22 % pour l'Epicéa, 4 à 20 % pour le Hêtre (H. Polge, 1963). Enfin, l'aménagement quasi général des forêts vosgiennes en futaie régulière ou jardinée est à prendre en considération, car il intervient certainement dans les conditions d'interception des précipitations et de leur ruissellement au sol de façon fort différente de celles qui découlent du traitement en taillis sous futaie, propre aux forêts de Feuillus du Plateau Lorrain ; on ne possède cependant aucune étude précise à ce sujet.

Tout comme dans les Vosges du Nord et dans le Pfälzer Wald, le peuplement forestier dominant dans le Hunsrück, l'Eifel et l'Ardenne, est constitué par la Hêtraie-Sapinière (J. Weck, 1955) ; les reboisements en Conifères ont été cependant là moins systématiques qu'en France. La proportion des différentes essences s'établit autour des mêmes valeurs que dans le Taunus : 55 % pour les Feuillus et 45 % pour les Conifères (F. Tichy, 1951 - R. Hermann, 1965). La répartition topographique de détail de la forêt est également originale ; bien souvent, les hautes surfaces planes du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne sont déboisées et livrées, en partie du moins, aux terres labourées et aux prairies permanentes, alors que la couverture forestière est conservée surtout sur les versants abrupts des vallées profondément encaissées. Cependant, les plus hauts sommets, tout particulièrement les lignes de crête de quartzites dévoniens du Hunsrück, Hoch Wald et Idar Wald, sont entièrement peuplés de Conifères. De ce fait, le Hunsrück possède un taux moyen de boisement plus élevé que l'Eifel et l'Ardenne, soit 50 % contre 36 % environ.

Le bassin inférieur de la Moselle est donc au total assez fortement boisé, moins cependant que le bassin supérieur vosgien. La couverture forestière s'étend sur près de 41 % du sol (M. Von Tein, 1905) et de vastes ensembles forestiers caractérisent les bassins de la Sûre (Forêt de Clairvaux), de la Kyll, de la Salm et de la Lieser (Forêts de Daun et de Wittlich). Le taux de boisement varie cependant d'un bassin à l'autre ; il n'atteint que 36 % dans les bassins de la Sûre et de la Kyll alors qu'il s'élève à plus de 50 % dans certains petits bassins du Hunsrück, ceux de la Ruwer et de la Drohn par exemple. Le bassin de la Sarre n'est par contre boisé qu'à 31 %, il est vrai qu'il appartient pour une grande part au Plateau Lorrain.

Le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales, c'est-à-dire le bassin moyen de la Moselle, n'est qu'assez faiblement boisé, la forêt n'occupe là en moyenne que 26 % du sol (M. Von Tein, 1905 - Y. Fabert, 1957), les prairies permanentes, les terres labourables et les friches constituant les principales formes de couverture végétale.

La localisation des principaux massifs forestiers est liée à des facteurs topographiques et lithologiques particuliers et les différents types de peuplement reflètent la variété des conditions pédologiques.

La Hêtraie, associant communément le Hêtre, le Chêne-rouvre (Quercus robur L.) et le Charme (Carpinus betulus L.), domine sur les revers de cuestas et sur les plateaux calcaires du Rauracien-Séquanien, du Bathonien-Bajocien et secondairement du Lias et du Muschelkalk. Traité le plus souvent en taillis sous futaie, cette forêt se développe sur des sols bruns forestiers ou sur des sols plus ou moins lessivés à pseudogley, assez riches en matières minérales : Forêt de la Reine, Forêt de Haye, Forêt de Charmes (G. Aussenac et M. Becker, 1968). Les reboisements récents ont introduits diverses essences de Résineux : Pin sylvestre, Epicéa (Picea abies L. Karsten), Sapin de Vancouver (Abies grandis Lindt) (G. Aussenac, 1968). La Hêtraie passe ainsi nettement à la Hêtraie-Sapinière dans la dépression permienne du Warndt et sur les affleurements du Houiller (Köllertaler Wald).

Une deuxième association, celle du Chêne pédonculé (Quercus pedonculata L.), du Charme et parfois du Hêtre caractérise les sols marno-calcaires et argileux de l'Oxfordien-Callovien, du Lias et surtout du Keuper (Forêts de Parroy et de Fénétrange).

Ainsi, dans toutes ces forêts du bassin moyen de la Moselle, la prédominance des Feuillus est quasi générale, malgré les reboisements récents en Conifères. Dans le bassin de l'Euron, par exemple, qui appartient à peu près exclusivement aux terrains du Keuper, le Chêne représente 63 % de la couverture forestière , le Hêtre 13 %, le Charme 5 % et les Résineux seulement 19 % (H. Maidou, 1968).

Par suite de la répartition des principaux massifs forestiers en fonction de la topographie et de la lithologie, il existe une grande variété de taux de boisement suivant les secteurs. Le bassin de la Vezouze avec 44,5 % et celui de la Mortagne avec 48,5 % apparaissent comme les plus boisés ; le taux de boisement atteint 37 % dans le bassin du Madon, 29 % dans le bassin de l'Alzette, 26,5 % dans le bassin du Sanon et 22 % dans le bassin de l'Orne ; le plus faible pourcentage, de l'ordre de 17, appartient au bassin de la Seille (Y. L'Hote, 1967).

Une nette opposition dans le taux de couverture forestière et dans les types de peuplement distingue donc les bassins supérieur et infé-

rieur de la Moselle du bassin moyen, mais cette opposition mérite d'être nuancée, car il convient d'envisager la couverture végétale permanente dans son ensemble.

2.- Couverture végétale permanente. Son taux élevé dans le bassin

Même si les prairies permanentes et les friches ont un rôle moins efficace que le couvert forestier dans l'interception des précipitations et dans le phénomène d'évapotranspiration, elles doivent être considérées globalement avec les forêts par le biais de la couverture végétale permanente et opposées aux terres labourées qui comportent une couverture seulement partielle et saisonnière.

La couverture végétale permanente du bassin de la Moselle atteint un taux moyen élevé, voisin de 75 % ; autrement dit, les terres labourées ne couvrent plus actuellement que 25 % de sa superficie. Des nuances régionales sont certes à distinguer, mais on note en ce cas certaines similitudes entre le bassin inférieur et le bassin moyen de la Moselle.

Dans le bassin supérieur vosgien, la couverture végétale permanente occupe en moyenne 90 % du sol, soit 50 % pour les forêts et 40 % pour les prairies permanentes et les friches, y compris les pelouses d'altitude (1). Les terres labourées, localisées sur les terrasses des vallées et à la base des versants, n'excèdent pas actuellement 15 % de la superficie totale et elles sont en nette régression depuis le début du siècle, surtout dans les hautes vallées.

Le taux de couverture permanente s'élève en fait à 95 % ou même plus dans les bassins les plus élevés du massif (tableau XXVIII). Le bassin de la Belbriette, boisé à 85 %, ne comporte ainsi pas de terres cultivées, les prairies permanentes et les friches couvrent 15 % de sa superficie (M. Rogé, 1968). Aussi, si les conditions géomorphologiques et climatiques s'avèrent favorables à un écoulement rapide en période de crue dans le bassin supérieur de la Moselle, les facteurs biogéographiques constituent un frein certain à cet écoulement, du moins en saison chaude.

Il faut, de plus, faire mention d'une formation végétale originale du massif vosgien, les tourbières, dont le rôle hydrologique ne saurait être sous-estimé. L'extension de ces tourbières ou faignes n'est pas connue avec précision. Sur le versant occidental du Hohneck, donc dans le bassin de la Vologne supérieure, elles couvrent 150 ha, dont 60 ha pour la seule tourbière du Beillard à l'Ouest de Gérardmer (H. Polge, 1963).

Ces tourbières acides à Sphaignes se développent en altitude au niveau des Hautes Chaumes (Gazon du Faing, Chitelet...), dans les cirques

(1) Dans le massif vosgien, tout comme dans le Massif Central, ces prairies sont fréquemment irriguées et il serait intéressant de déterminer dans quelle mesure les prélèvements d'eau ainsi réalisés constituent une déperdition pour l'écoulement fluvial (M. Pardé, 1964c).

glaciaires mal drainés et également dans les formations morainiques des vallées. L'homme a contribué à leur réduction jadis par l'exploitation de la tourbe, puis plus récemment par des travaux de drainage. Il s'agit de tourbières bombées ou hautes tourbières, épaisses de plusieurs mètres et pouvant atteindre exceptionnellement jusqu'à une dizaine de mètres (G. Lemée, 1956 et 1963). Les Sphaignes se gorgent d'eau de précipitations, abondantes à cette altitude, et la restituent en période chaude plus sèche.

Ces tourbières, dites ombrogènes, exercent ainsi un stockage saisonnier en eau non négligeable et alimentent des sources assez régulières.

On retrouve ces hautes tourbières ou Hochmoore ou Fagnes dans le bassin inférieur de la Moselle, sur les hautes surfaces mal drainées de l'Ardenne et de l'Eifel (H. Casemir, 1955 - M. Schwickerath, 1967), mais là encore leur superficie exacte n'est pas connue. Si ces tourbières de montagne ne représentent au total qu'une faible part de la couverture végétale permanente, elles n'en ont pas moins une influence hydrologique qui mériterait d'être élucidée.

Dans le bassin inférieur de la Moselle, une nuance apparaît entre le Hunsrück d'une part, l'Eifel et l'Ardenne d'autre part (tableau XXVIII). La répartition moyenne de la couverture végétale de maints bassins du Hunsrück s'apparente à celle des bassins de la montagne vosgienne : 49 % de forêts, 13 % de prairies permanentes, 18 % de friches, soit 80 % environ de couverture végétale permanente, et 20 % au plus de terres labourées ; le taux de la couverture saisonnière est de peu supérieur à celui des Vosges.

Dans l'Ardenne et l'Eifel, moins élevés que le Hunsrück, les hautes surfaces planes sont plus aptes aux cultures et les surfaces boisées sont moins étendues : 36 % de forêts, 20 % de prairies permanentes, 22 % de friches, soit 78 % en moyenne de couverture végétale permanente et 22 % de couverture saisonnière. La répartition de la couverture végétale dans ces deux massifs, est, de ce fait, assez semblable à celle que l'on observe sur le Plateau Lorrain.

Dans le secteur moyen du bassin de la Moselle, malgré des nuances sensibles d'un bassin à l'autre, la couverture végétale permanente occupe en en moyenne 72 % de la surface du sol : 26 % de forêts ; 36 % de prairies permanentes et 10 % de friches ; les terres labourées couvrent encore actu-

ellement 28 % de la superficie du bassin, bien qu'elles soient en régression marquée depuis le début du siècle (1). Cette réduction sensible de la couverture végétale saisonnière a certainement entraîné une diminution appréciable des transports solides en suspension, mais il est évidemment impossible de la chiffrer.

La répartition dans le détail de la couverture végétale des bassins varie suivant l'aptitude particulière des sols et le degré d'évolution de l'économie agricole (tableau XXVIII). Le bassin de l'Euron, aux sols peu perméables, est franchement tourné vers une économie fondée sur l'élevage, mais les cultures constituent encore un aspect important de l'activité agricole : 33,5 % de forêts, 35,5 % de prairies permanentes, 4,5 % de friches, soit 73,5 % de couverture végétale permanente et 26,5 % de terres labourées (M. Maidou, 1968). Le bassin de la Seille, par suite d'un exode rural plus marqué, comporte un taux de terres labourées nettement plus faible, soit 18 % ; la couverture végétale permanente couvre 77 % de la superficie du bassin : 17,5 % de forêts, 34,5 % de prairies permanentes, 25 % de friches, mais la surface des étangs ne représente pas moins de 5 % de la superficie d'ensemble (Y. l'Hote, 1967).

Dans le Pfälzer Bergland, les bassins de la Blies et de la Prims connaissent une répartition assez semblable de la couverture végétale permanente et saisonnière ; toutefois, à la différence du secteur français sur le Plateau Lorrain et tout comme dans les massifs du bassin inférieur, les prairies permanentes n'ont qu'une extension fort limitée.

Au total, dans le bassin de la Moselle, où la forêt couvre une partie non négligeable du sol surtout en montagne, où les transformations de l'économie rurale, en France spécialement, ont entraîné une augmentation sensible des surfaces couchées en herbe aux dépens des terres labourées, la couverture végétale permanente atteint un taux fort élevé, toujours supérieur à 75 %. Ce fait fondamental, qu'une étude limitée au couvert forestier n'aurait pu mettre en relief, mérite d'être explicité maintenant dans ses conséquences hydrologiques.

II.- L'influence de la couverture végétale et spécialement forestière sur les débits liquides et solides

On envisagera successivement le rôle de la couverture végétale sur l'écoulement fluvial et sur les transports solides en suspension des

---

(1) Pour le seul département de la Moselle, le plus nettement orienté vers une économie herbagère, le taux des terres labourées est passé de 48 % en 1929 à 29 % en 1965.

cours d'eau, en réservant une place de choix au couvert forestier, dont l'action est la moins mal connue. Il faut signaler, dès à présent, que les mesures fragmentaires effectuées dans le bassin de la Moselle ne permettent pas de se faire une idée précise de l'influence de l'interception et surtout de la transpiration ; il conviendra donc d'invoquer des résultats plus généraux, mais qui ne constituent, en tout état de cause, que de simples ordres de grandeur.

A.- La couverture végétale et la réduction de l'écoulement fluvial. Le rôle de l'interception et de la transpiration

De pair avec les conditions climatiques et lithologiques, le couvert végétal contribue à limiter l'écoulement direct des précipitations sur les versants et dans les lits fluviaux. L'évapotranspiration ou évaporation totale traduit cette perte en eau, dûe en grande partie à la végétation ; elle dépend, certes, de l'évaporation physique au sol, réduite du reste en milieu tempéré océanique vu la puissance de la couverture végétale, mais surtout de l'évaporation physique au niveau de cette couverture qui intercepte une part notable des précipitations et de l'évaporation physiologique ou transpiration des espèces arbustives ou herbacées qui prélèvent dans les horizons supérieurs du sol de l'eau l'infiltration.

L'étude des phénomènes d'interception des précipitations et de transpiration revêt ainsi un intérêt particulier en hydrologie fluviale. Néanmoins, il est bien évident qu'une telle étude ne peut être menée avec précision que dans le cadre de petits bassins expérimentaux et que, dans le cas d'un bassin aussi étendu que celui de la Moselle, on devra se contenter de quelques indications d'ordre général.

1.- Interception et réduction du ruissellement direct

L'interception des précipitations par le couvert végétal permet d'abord l'évaporation d'une partie non négligeable de l'eau précipitée ; elle réduit, de ce fait, le ruissellement direct au niveau du sol, elle assure également la protection de ce sol contre l'érosion, sur les effets de laquelle on reviendra (1). D'autre part, l'interception modifie les conditions d'infiltration de l'eau de pluie dans le sol et favorise

---

(1) En contrepartie, le couvert végétal et surtout forestier peut compenser l'effet de réduction de l'écoulement par l'abaissement des températures et la croissance de l'humidité atmosphérique dans le sous-bois, d'où une diminution corrélative de l'évaporation. Mais il s'agit là d'un mécanisme fort complexe et très nuancé suivant la structure de la forêt, du sous-bois, suivant les saisons également.

le plus souvent cette infiltration aux dépens de l'écoulement de surface (A. Poncet, 1968).

L'analyse du phénomène d'interception pose des problèmes techniques de mesure fort délicats. On possède, toutefois, des ordres de grandeur valables de la capacité d'interception de la couverture végétale, soit arbustive, soit herbacée. Les variations saisonnières de l'interception semblent enfin assez peu marquées, surtout sous couvert forestier.

Les mesures directes d'interception, pratiquées depuis fort longtemps en Amérique du Nord, en U.R.S.S. et dans divers pays d'Europe océanique et continentale (M. Pardé et R. Frécaut, 1962), ont été récemment introduites en France et spécialement dans le bassin moyen de la Moselle, à l'Arboretum d'Amance, près de Nancy (G. Aussenac, 1968).

Ces mesures sont pratiquées essentiellement sous couvert forestier traité en futaie. Elles sont fondées sur une équation théoriquement simple mettant en relation la pluie tombant sur le couvert forestier (Pi), la lame d'eau interceptée par ce couvert (I), la lame d'eau provenant directement au sol (Ps) et la lame d'eau s'écoulant le long des troncs (S). Cette équation peut s'écrire : Pi = I + Ps + S (mm.).

L'eau ruissellant le long des troncs est partiellement absorbée par les arbres ; elle s'infiltre pour la plus grande part directement autour des troncs. Elle circule alors "hypodermiquement" à proximité de la surface du sol, il s'agit en ce cas d'un ruissellement différé ou retardé, ou bien, elle s'infiltre en profondeur et échappe totalement au ruissellement direct. Aussi distingue-t-on l'interception brute, différence entre les précipitations incidentes et les précipitations atteignant le sol, et l'interception nette, excluant également l'écoulement le long des troncs.

Le phénomène d'interception des précipitations est éminemment complexe. Il est d'abord fonction des caractères spécifiques du couvert forestier : diversité des essences, Conifères ou Feuillus, et par là même grande variété de la surface foliaire et de la morphologie des branches et des rameaux, âge des individus, densité de peuplement, type d'aménagement en futaie ou en taillis sous futaie (1). Les peuplements forestiers

(1) L'interception par un peuplement de Feuillus traité en taillis sous futaie, aménagement le plus fréquent sur le Plateau Lorrain, est vraisemblablement moins efficace que celui d'une véritable futaie, car l'écoulement le long des troncs est alors plus abondant.

étudiés ont une structure homogène afin de permettre des comparaisons valables.

L'interception varie aussi en fonction des caractères des précipitations. G. Aussenac (1968) a montré que l'efficacité de l'interception diminue avec la durée, l'intensité de la pluie et donc avec le total précipité. Elle est totale pour des pluies "fines" et brèves, inférieures à 0,6 mm sous Epicéa, à 0,5 mm sous Sapin de Vancouver, à 0,4 mm sous Pin sylvestre et à 0,3 mm sous Hêtre et Charme. Au-dessus de ces valeurs-limites, les houppiers sont rapidement saturés et l'interception n'intervient plus que dans la mesure où l'évaporation physique est elle-même active ; ainsi a pu être déterminée la capacité de stockage maximale ou de saturation des couronnes. C'est dire que l'interception, généralement active en milieu tempéré océanique, est parfois peu efficace lors de certaines averses brèves et très brutales de saison chaude et également lors de grandes averses durables et abondantes de saison froide, en période donc défeuillée et à évaporation physique réduite sinon nulle.

Les mesures d'interception des précipitations par le couvert herbacé, dans les prairies permanentes et les friches, posent des problèmes techniques beaucoup plus délicats. La seule étude précise entreprise jusqu'ici à notre connaissance l'a été dans une station de Californie par le Service forestier américain, en milieu méditerranéen il est vrai (R.P. Crousse, E.S. Corbett et D.W. Seegrist, 1966). La distinction effective entre la lame d'eau atteignant directement le sol et celle qui y parvient par écoulement le long des tiges après une interception toute provisoire se heurte à des difficultés considérables d'expérimentation. Ceci explique que les valeurs d'interception de la pluie par la couverture herbacée soient fort rares et souvent sujettes à discussion.

Les mesures effectuées pendant plusieurs années consécutives en diverses stations forestières d'Europe à climat tempéré océanique et de transition et spécialement à l'Arboretum d'Amance, permettent de fixer la valeur moyenne annuelle de l'interception nette et de l'écoulement le long des troncs pour diverses essences de Résineux et de Feuillus (Tableau XXIX).

Les Conifères présentent un pouvoir moyen d'interception plus grand que les Feuillus. Des variations s'observent toutefois pour une même essence d'une station à l'autre, elles sont dûes, selon toute vraisemblance, aux caractères particuliers des peuplements forestiers, aux conditions locales de la pluviométrie et parfois aux différences des techniques d'expérimentation.

TABLEAU XXIX

POURCENTAGE MOYEN ANNUEL DES PRECIPITATIONS INTERCEPTEES
ET S'ECOULANT LE LONG DES TRONCS EN MILIEU FORESTIER TEMPERE EUROPEEN (1)

ESSENCES	Localisation du peuplement forestier	Interception nette	Ecoulement le long des arbres
RESINEUX			
Sapin de Vancouver	Angleterre (Kent)	50,8	0,13
Sapin de Vancouver	France (Plateau Lorrain)	42,1	1,1
Epicéa	Angleterre (Kent)	48,1	0,13
Epicéa	France (Plateau Lorrain)	34,4	1,8
Pin sylvestre	Angleterre (Kent)	32,0	14,0
Pin sylvestre	France (Plateau Lorrain)	30,8	1,6
Sapin blanc	Tchécoslovaquie (Šumava)	21,0	2,5
FEUILLUS			
Chêne pédonculé	Angleterre (Kent)	35,5	0,28
Hêtre	Allemagne Fédérale (Sauerland)	24,0	16,6
Hêtre et Charme	France (Plateau Lorrain)	16,9	7,1

(1) D'après G. Aussenac et J. Pardé (1969).

Quoi qu'il en soit, le pourcentage d'interception nette des Résineux est toujours supérieur à 30, sauf dans le cas de Sapin blanc, ce qui confirme les résultats des travaux américains (R. FRECAUT, 1962). Sur le Plateau Lorrain, le pouvoir d'interception de l'Epicéa est voisin de 25 %, tout comme dans le Rothaargebirg (Sauerland) (F.E. Eidmann, 1959), et celui du Pin sylvestre de 31 % . On ne possède pas de valeurs pour les peuplements plus homogènes et plus étendus de Conifères des bassins des Vosges ou du Massif Schisteux Rhénan, mais on peut penser qu'elles sont au moins égales en pourcentage à celles enregistrées dans le bassin moyen de la Moselle.

Les Feuillus jouent un moindre rôle dans ce phénomène d'interception, par suite de leur défeuillaison saisonnière. Le pouvoir d'interception du Chêne (35,5 %) est supérieur à celui du Hêtre (24 %) et l'association Hêtre-Charme, fort répandue sur le Plateau Lorrain, arrête en moyenne près de 17 % des précipitations.

L'écoulement le long des troncs varie en fonction inverse de la capacité d'interception des diverses essences forestières. Il est faible en peuplement de Résineux, mais non négligeable, de l'ordre de 1 à 2 % des précipitations sur le Plateau Lorrain. Dans les associations de Feuillus du bassin moyen, il atteint un pourcentage assez élevé, voisin de 7. Les incidences hydrologiques de l'écoulement le long des troncs ne sauraient donc être ignorées ; s'ajoutant à l'interception, cette forme particulière de l'écoulement contribue à réduire le ruissellement de surface, puisqu'elle entraîne un apport d'eau à proximité immédiate du pied des arbres, supplément qui profite en définitive plus à l'infiltration qu'au ruissellement en surface.

A partir de mesures systématiques portant sur deux années hydrologiques, de 1965 à 1967, G. Aussenac (1968) a pu préciser que la valeur moyenne annuelle d'interception s'élève à 345 mm pour le Sapin de Vancouver, à 280 mm pour l'Epicea, à 252 mm pour le Pin sylvestre et seulement à 122 mm pour l'association Hêtre-Charme, le module pluviométrique étant de 816 mm à la station considérée. Ces résultats permettent d'estimer que dans les secteurs de plateaux du bassin moyen de la Moselle, où les précipitations moyennes annuelles varient de 650 à 1 000 mm au maximum, la capacité d'interception des forêts de Résineux doit atteindre 150 à 250 mm par an contre 100 à 150 mm au plus pour les peuplements de Feuillus. Mais il ne faut pas perdre de vue que le couvert forestier ne représente que 26 % de la superficie des bassins du Plateau Lorrain, alors que dans le massif vosgien, où les valeurs moyennes d'interception sont vraisemblablement au moins équivalentes, le taux de boisement des bassins est beaucoup plus élevé.

Ces valeurs proposées par G. Aussenac concordent assez bien avec les résultats obtenus par les forestiers allemands dans deux bassins expérimentaux de l'Oberharz au cours de 5 années d'observations suivies de 1948 à 1953 (J. Delfs, W. Friederich, H. Kiesekamp et A. Wagenhoff, 1958).

La capacité d'interception des plantes cultivées, qu'il s'agisse de céréales ou de plantes fourragères, n'est pas connue, le mécanisme n'intervient que lors de la période végétative et il doit être très variable selon les espèces.

L'interception des précipitations par une couverture herbacée, prairies permanentes ou friches, est vraisemblablement moins efficace que celle dûe au milieu boisé, or la couverture herbacée permanente domine largement dans le bassin moyen de la Moselle.

Le phénomène d'interception est soumis, de plus, spécialement sous couvert forestier, à des variations saisonnières, moins marquées cependant qu'on ne pourrait le penser à priori.

L'analyse des valeurs mensuelles de l'interception, menée systématiquement par G. Aussenac (1968), révèle des tendances contradictoires. Si la capacité d'interception des peuplements de Conifères a été plus élevés lors de la saison chaude 1965 qu'au cours de la saison froide 1965-1966, elle a été nettement plus faible pendant la saison chaude 1966 que lors de la saison froide suivante. Ceci tient au fait que, la structure de la voûte follacée ne se modifiant pratiquement guère d'une saison à l'autre, le seul facteur réglant les variations saisonnières de l'interception est d'ordre pluviométrique et thermique. En général, l'interception par les Résineux semble plus forte en saison froide, car l'intensité des précipitations est moins grande qu'en saison chaude, même si les possibilités d'évaporation au niveau des houppiers sont plus limitées.

Toute autre est l'interception par un couvert de Feuillus et ses variations saisonnières sont très nettes. Elle est maximale en période feuillée, c'est-à-dire en saison chaude (1). Elle intervient aussi en saison froide, donc même en période défeuillée, particulièrement lors des grandes averses durables ; elle s'effectue alors par les branches. Une grande partie de l'eau interceptée ne s'évapore pas, faute de températures atmosphériques suffisamment élevées, elle s'écoule en fait le long des troncs et profite à l'écoulement subsuperficiel ou souterrain, sauf si le sol est gelé. L'écoulement le long des troncs se trouve ainsi accru en période défeuillée par rapport à la période feuillée (G. Aussenac et J. Pardé, 1969).

---

(1) Les limites de la période feuillée et de la période défeuillée correspondent assez bien en milieu tempéré océanique aux limites des saisons thermiques et hydrologiques : avril-mai à octobre-novembre pour la période feuillée, octobre-novembre à avril-mai pour la période défeuillée.

L'interception des précipitations par le couvert végétal permanent, herbacé ou forestier, réduit ainsi sensiblement le ruissellement direct dans le bassin de la Moselle, mais l'influence des régions boisées est déterminante à cet égard.

Bien qu'à partir des données expérimentales aussi limitées il soit impossible d'extrapoler les valeurs annuelles de l'interception pour le bassin lui-même et ses principaux secteurs, on peut estimer valablement que le phénomène d'interception revêt sa plus grande signification, en toutes saisons, dans les secteurs montagneux les plus arrosés et les plus boisés, d'autant que les taux de peuplement en Résineux, à grande capacité d'interception, y sont les plus élevés.

Cette efficacité de l'interception dans les bassins vosgiens apparaît nettement lors d'averses orageuses de saison chaude, brèves, pas très brutales et très localisées. La comparaison des hydrogrammes de crues d'un petit bassin montagnard à fortes pentes, à sols relativement épais et surtout à couverture forestière quasi totale, comme celui de la Belbriette, et d'un petit bassin du Plateau Lorrain, à pentes faibles, à sols peu perméables et surtout à couvert forestier réduit, tel celui de l'Euron, a révélé des différences fondamentales dans la vitesse d'écoulement des crues (Deuxième Partie - Chapitre V).

En ce cas particulier, seule l'interception a pu intervenir, la transpiration n'ayant que des effets limités au cours d'averses aussi brèves.

2.- Transpiration et réduction des réserves en eau du sol.

La transpiration ou évaporation physiologique des plantes constituant le couvert végétal d'un bassin contribue également à réduire l'écoulement de surface.

Les espèces arbustives ou herbacées prélèvent par leurs racines dans les réserves du sol de l'eau qui est soustraite ainsi à l'écoulement subsuperficiel et souterrain (1). A. Noirfalise (1962) a insisté, à juste titre, sur le fait qu'en milieu tempéré océanique la couverture végétale déprime fortement le bilan des nappes souterraines et diminue d'autant l'alimentation des sources et donc des cours d'eau. Par ailleurs, des études précises ont montré les effets de la transpiration des plantes

---

(1) Ces réserves en eau du sol absorbées par les racines des plantes et transpirées constituent les réserves "agricoles", différentes donc des réserves "hydrologiques" véritables que sont les eaux souterraines.

cultivées sur les fluctuations journalières des réserves en eau du sol (K. Kallay, 1968 - T. Jaworski, 1968).

Le phénomène de transpiration, bien connu dans ses modalités, est plus difficilement mesurable encore que l'interception. Aussi, malgré de nombreuses recherches entreprises par les botanistes, les agronomes et les forestiers, ne possède-t-on que des résultats fragmentaires et imprécis. On se contente bien souvent, d'ailleurs, d'évaluer globalement l'évapotranspiration ou évaporation totale d'un couvert forestier ou herbacé, en intégrant certes la transpiration mais également l'évaporation physique au niveau du sol et du couvert végétal.

Le phénomène de transpiration est éminemment variable en fonction des conditions biogéographiques et climatiques, il est par là même très malaisé à apprécier. L'efficacité de la transpiration d'un couvert forestier est liée à la nature des essences, à l'âge de chaque individu, donc du développement de son appareil foliaire, à la densité du peuplement. Mais l'évaporation physiologique des espèces herbacées et arbustives varie au cours d'une même journée et selon les saisons, elle est influencée par divers facteurs d'ordre climatique : vitesse du vent, insolation, taux d'humidité de l'air et du sol au niveau des racines, température du sol et des basses couches de l'atmosphère...

La température de + 5° marque ainsi pour les Feuillus un seuil thermique au-dessous du quel toute montée de sève et toute transpiration sont pratiquement bloquées (E. Elhaï, 1968). Pour les Résineux, par contre, ce point critique s'abaisse jusqu'à 0°. La transpiration des Feuillus est donc réduite au coeur de la saison froide, elle n'est toutefois pas nulle et s'effectue alors par les troncs et les branches. Quant aux Conifères, à appareil foliaire permanent, ils restent soumis en hiver, même en période de grand froid, à une évaporation physiologique non négligeable.

La transpiration des arbres est ordinairement mesurée grâce à la technique simple du "rameau coupé" (G. Aussenac et J. Pardé, 1969). Divers auteurs ont ainsi tenté d'évaluer la transpiration de certaines essences forestières en grammes d'eau par unité de surface foliaire, valeurs transformées ensuite en équivalents - eau (mm), mais le choix de rameaux représentatifs ainsi que l'estimation des surfaces foliaires s'avèrent fort délicate.

On possède quelques données relatives à la transpiration des herbes et des plantes cultivées, mais sans référence aux méthodes de mesure employées, ce qui enlève beaucoup de leur intérêt.

Les valeurs connues, dont aucune ne concerne le bassin de la Moselle, constituent de simples approximations ; elles sont exprimées en équivalents-eau journaliers.

Les Feuillus transpireraient ainsi davantage que les Résineux par unité de surface foliaire, mais la masse foliaire des Résineux est en définitive la plus importante et ce sont les peuplements de conifères qui transpireraient le plus à densité égale : 5,3 mm/jour pour le Sapin de Vancouver, 4,3 pour l'Epicéa, 3,8 à 4 pour le Hêtre et 2,3 seulement pour le Pin sylvestre (G. Aussenac et J. Pardé, 1969).

Par ailleurs, la capacité de transpiration des herbes et des plantes cultivées, ne serait que de peu inférieure à celle des espèces arbustives. Les tranches d'eau moyennes journalières transpirées seraient de l'ordre de 2,2 à 2,6 mm/jour pour le blé, de 3 à 4 pour le maïs, de 3 à 5 pour l'avoine, de 2,1 à 7,3 pour une prairie de graminées ...

Ces valeurs se rapportent à la seule saison chaude, saison végétative pour les Feuillus et les plantes cultivées et saison de transpiration maximale pour le couvert forestier et herbacé. En saison froide, la transpiration de toutes les espèces est nettement moins active ; elle est réduite pour les Conifères, faible voire nulle pour pour les Feuillus et les formations herbacées.

On ne saurait donc apprécier la transpiration annuelle effective à l'échelle du bassin de la Moselle ou d'un quelconque de ses affluents, tout au plus peut-on avancer l'hypothèse que les lames d'eau transpirées dans les bassins du Plateau Lorrain, où le taux de couverture herbacée permanente est élevé, ne devraient pas être très inférieures à celles des bassins boisés du massif vosgien.

Faute de mesures précises de la transpiration, la plupart des auteurs envisagent l'évapotranspiration de façon globale dans le cadre de petits bassins expérimentaux, par le biais du déficit moyen annuel de l'écoulement.

Les diverses expériences menées en ce sens en milieu tempéré océanique de plaines, de plateaux et de moyennes montagnes, spécialement dans l'Oberharz, démontrent que l'évapotranspiration annuelle est beaucoup plus élevée dans les bassins boisés que dans des bassins voisins à couverture herbacée et que, dans les régions boisées, les peuplements de Résineux évapotranspirent davantage que les peuplements de Feuillus (A. Noirfalise, 1962).

L'étude comparée des bilans moyens annuels de l'écoulement dans les secteurs supérieur, inférieur et moyen du bassin de la Moselle montrera que l'influence de la forêt ne se retrouve pas avec une aussi grande netteté (Deuxième Partie - Chapitre II).

Certes, les valeurs moyennes annuelles du déficit d'écoulement, donc de l'évapotranspiration, propres aux bassins fortement boisés des Vosges sont souvent les plus élevées, mais elles dépassent parfois de peu celles de maints bassins du Plateau Lorrain à couverture herbacée permanente ou saisonnière prédominante.

Ceci tient à l'opposition climatique existant entre le bassin moyen, marqué par la continentalité et la chaleur des étés, et les bassins inférieur et surtout supérieur, océaniques mais plus froids. La transpiration est, sans aucun doute, souvent aussi active sur le Plateau Lorrain qu'en montagne, tout particulièrement lors des grands étés secs et chauds (R. Frécaut, 1969). La forte évapotranspiration annuelle dans les bassins montagnards découle selon toute vraisemblance de la plus grande capacité d'interception du couvert végétal à dominante forestière et surtout de la supériorité des précipitations.

C'est encore sur le rôle particulier de l'interception qu'il faut revenir en abordant le problème de la protection des sols par le couvert végétal.

B.- La couverture végétale et la protection des sols contre l'érosion hydrique (1)

Le ruissellement superficiel est réduit, on l'a vu, à la fois par l'action interceptrice du couvert végétal et par l'écoulement le long des troncs, dans la mesure où une partie au moins de la tranche d'eau infiltrée autour des troncs circule dans les horizons supérieurs du sol et ne réapparaît en surface qu'après un laps de temps variable. Il est de plus peu fréquent tout comme les averses abondantes.

Il reste à approfondir le rôle de la végétation dans la protection des sols lato sensu contre les effets du ruissellement direct en milieu tempéré océanique et plus particulièrement dans le bassin de la Moselle.

---

(1) Le terme d'érosion hydrique préconisé par F. Fournier (1969a) peut prêter à critique, il présente néanmoins l'avantage de regrouper à la fois l'érosion dûe au choc des gouttes de pluie, ou érosion pluviale, et l'érosion liée au ruissellement des eaux superficielles.

1.- Double rôle protecteur de la couverture végétale

Le peuplement forestier et herbacé très dense du bassin intervient doublement, par sa capacité d'interception des précipitations et par le rôle fixateur des racines des plantes, pour limiter l'action de l'érosion hydrique sur les versants, c'est-à-dire pour freiner la mobilisation des matériaux les plus fins des sols stricto sensu et des manteaux d'altération : sables fins et très fins, limons et argiles.

La capacité d'interception du couvert végétal, variable suivant les types de peuplements et les caractéristiques des précipitations, contribue en tous les cas à réduire la hauteur de la lame d'eau s'écoulant en surface et sa force tractrice.

Sous couverture forestière et herbacée continue, le ruissellement, réduit par l'interception, est de plus diffus, il ne se concentre que très progressivement et sa capacité d'entraînement et de transport des matériaux en est d'autant limitée.

Enfin, le couvert végétal ralentit la vitesse de chute des gouttes de pluies qui parviennent au sol ; il diminue ainsi leur énergie cinétique et par là la force d'entraînement des matériaux les plus fins du sol. D'autres facteurs entrent en ligne de compte dans cette phase initiale de l'érosion, spécialement la pente, la structure granulométrique et le degré d'humidité du sol (F. Fournier, 1969a).

La réduction de l'effet de "battage" du sol peut subsister même dans le cas où le couvert végétal arrive à saturation, par suite d'une évaporation physique insuffisante ou d'un accroissement de l'intensité des précipitations, alors que des gouttes de pluie déjà grosses atteignent le sol. L'effet de gouttière, particulièrement net chez certaines essences forestières à ramification retombante comme l'Epicéa, peut d'ailleurs favoriser l'infiltration aux dépens du ruissellement de surface (G. Aussenac et J. Pardé, 1969).

Toutes les mesures quantitatives tentées jusqu'ici sur le mécanisme complexe de l'érosion hydrique et sur le rôle spécifique de la couverture végétale n'ont donné que des résultats décevants et les essais d'une formulation mathématique du phénomène par le Service de la Conservation des Sols aux Etats-Unis sont demeurés vains (F. Fournier, 1969a).

Il faut ajouter que, sous couvert forestier, la présence d'humus et d'une litière de feuilles sèches ou d'aiguilles contribue grandement à réduire la force d'impact des gouttes de pluie.

La couverture végétale intervient également par les racines des espèces arbustives ou herbacées qui la compose pour limiter l'entrainement des matériaux fins du sol et donc l'agressivité de l'érosion pluviale.

Les racines des arbres, plus développées que celles des herbes, ont certes un rôle efficace, mais il faut souligner que même en saison froide, donc hors de la période végétative, les prairies et les friches exercent par leurs rhizomes permanents une action fixatrice certaine des éléments du sol. Il n'en va pas de même pour les terres cultivées, même si des semis de céréales d'hiver ont été effectués.

La distinction entre couverture végétale permanente et couverture saisonnière revêt ainsi un intérêt fondamental dans l'étude de la protection des sols contre l'érosion sur les versants.

2.- Faible efficacité de l'érosion hydrique dans le bassin. Les nuances régionales

Le taux élevé de la couverture végétale permanente dans le bassin de la Moselle explique donc que l'érosion des sols et la mobilisation des matériaux fins sur les versants soient limitées en montagne comme en plaine.

Des nuances régionales peuvent cependant être esquissées en fonction de la répartition effective du couvert végétal permanent et saisonnier dans les bassins fluviaux.

L'érosion hydrique est peu efficace à la fois en saison chaude et en saison froide dans les bassins du Hunsrück et surtout des Vosges, car le couvert végétal permanent atteint là un taux fort élevé, et ceci malgré des conditions topographiques, morphologiques, pédologiques et climatiques favorables : fortes pentes, sols et formations superficielles localement épais, abondantes tranches d'eau précipitées.

Les processus généraux de l'érosion hydrique sous couvert herbacé sur les Hautes Chaumes et sous couvert forestier dans la Hêtraie-Sapinière et la Hêtraie d'altitude ont été finement analysés par J. Tricart (1963) dans le cadre du massif du Hohneck.

Sur les pelouses d'altitude, à l'exception des secteurs à très forte pente, le ruissellement est généralement peu actif, car peu concentré et freiné par le dense tapis d'herbes. Les formes élémentaires de concentration de l'écoulement sont peu nombreuses sur les versants et les talwegs, ébauchés à la période postglaciaire, sont faiblement

incisés et encombrés surtout de matériaux grossiers. Les seuls mouvements importants de matériaux sur les versants sont des loupes de glissementd dûes à l'action combinée du gel et des eaux d'infiltration.

Sous couvert forestier, l'efficacité géomorphologique du ruissellement diffus, par suite d'une interception plus forte des précipitations, est encore plus faible et les talwegs élémentaires sont plus rares. Des déplacements par reptation affectent les seuls versants raides à sols épais.

Toutefois, en saison froide, alors que la capacité d'interception du couvert forestier et surtout herbacé est moins élevée, le ruissellement peut revêtir exceptionnellement une réelle efficacité sur les fortes pentes, lorsque les grandes averses océaniques coïncident avec une fusion rapide de la neige et un dégel accéléré des sols. Les formes témoignant d'une telle érosion sont cependant peu fréquentes dans les bassins vosgiens.

Bien qu'aucune étude géomorphologique précise n'ait été entreprise à ce sujet, une rapide analyse des formes de détail actuelles conduit à conclure à la stabilité remarquable des versants et à l'inefficacité de l'érosion hydrique dans les bassins montagnards de la haute Moselle, de la Moselotte et de la Vologne, la couverture végétale permanente et dense assurant une protection certaine des sols.

Sur le Plateau Lorrain et sur les hautes surfaces déboisées de l'Ardenne et de l'Eifel, la part du couvert végétal saisonnier est encore élevée actuellement, malgré un recul sensible des surfaces cultivées. La protection des sols contre l'érosion hydrique est donc moins bien assurée, alors que les facteurs topographiques et climatiques sont à priori peu favorables à la mobilisation des matériaux sur les versants : pentes généralement médiocres et lames d'eau précipitées au plus moyennes.

Une distinction s'impose entre saison chaude et saison froide dans les bassins de l'Euron, du Madon, de la Nied par exemple, où le pourcentage de terres labourées reste important.

En saison chaude, les plantes cultivées permettent une relative protection des sols contre les effets d'averses certes brutales mais brèves, bien qu'il subsiste au sol des espaces fort mal protégés. En saison froide, par contre, l'absence de couvert végétal est quasi totale et les méthodes culturales d'automne, entraînant un ameublissement des sols, favorisent l'entraînement des matériaux les plus fins (1). Le ruisselle-

---

(1) Dans le bassin du Leintrey, affluent de la Vezouze, R. Cuny a ainsi noté que les ravineaux entaillant les versants sont tapissés d'herbes et ne sont plus fonctionnels ; les seules formes de ruissellement concentré sont observées dans les terres labourées en saison froide

ment sur des sols fréquemment saturés se révèle particulièrement actif lors des grandes averses durables et les cours d'eau peuvent connaître alors une turbidité élevée.

Mais, ces secteurs exceptés, le bassin de la Moselle n'est soumis qu'à une faible érosion hydrique. Le phénomène de "dénudation" des versants est, du reste, difficilement chiffrable, faute de bassins-versants témoins ; il peut toutefois être apprécié indirectement à partir de l'analyse des transports solides en suspension des cours d'eau (Troisième Partie), encore que la majeure partie des matériaux fins véhiculés ainsi proviennent non pas directement des versants mais d'un simple remaniement local des lits fluviaux (R. Frécaut, 1964b).

C O N C L U S I O N

La couverture végétale d'un bassin en milieu tempéré océanique se présente sous deux formes principales du plus haut intérêt pour l'hydrologie fluviale : la couverture permanente et continue avec les forêts, les prairies naturelles et artificielles, les friches et les vergers, la couverture saisonnière et plus discontinue, avec les terres cultivées et les vignobles.

Des nuances sensibles se marquent dans la répartition géographique du couvert végétal du bassin de la Moselle. Les secteurs montagneux du Hunsrück et des Vosges comportent le taux de boisement et le pourcentage de couvert permanent les plus élevés. Sur le Plateau Lorrain, dans l'Ardenne et dans l'Eifel, les peuplements forestiers sont moins étendus et des différences dans la composition de la couverture végétale apparaissent en fonction, certes, des conditions topographiques et pédologiques mais également des facteurs humains et économiques. Partout, cependant, le couvert saisonnier tend à se réduire par suite du recul des cultures au profit de l'élevage et le bassin de la Moselle se caractérise, en définitive, par un taux moyen de couvert végétal permanent voisin de 75 %.

Même si les caractères biogéographiques du bassin ne peuvent être totalement dissociés des conditions topographiques et géomorphologiques, lithologiques et pédologiques, thermiques et pluviométriques, car ils ne constituent que l'un des éléments explicatifs du mécanisme de l'écoulement fluvial, on a volontairement insisté sur l'influence hydrologique propre à la couverture végétale, tant en ce qui concerne les transports solides des cours d'eau que l'écoulement liquide.

En milieu tempéré océanique, la couverture forestière et herbacée freine considérablement la mobilisation des matériaux même les plus fins sur les versants, grâce à la fois à sa faculté d'interception des précipitations, qui limite le ruissellement direct et concentré au sol et réduit sa capacité d'entrainement et de transport des matériaux, et au rôle

fixateur des divers éléments du sol par les racines des plantes.

L'érosion hydrique est donc généralement peu efficace aussi bien dans les bassins de moyenne montagne que dans les bassins du Plateau Lorrain. Et, lors des grandes averses durables de saison froide génératrices de hautes eaux ou de crues généralisées, ce sont assez paradoxalement les bassins du Plateau Lorrain, les moins arrosés et aux pentes les plus faibles, mais à taux de couverture saisonnière élevé, qui semblent le plus affectés par l'érosion.

Le couvert végétal dense du bassin contribue également à diminuer l'abondance de l'écoulement liquide, par suite du double rôle d'interception et de transpiration de la végétation forestière spécialement. L'interception des précipitations favorise en toutes saisons, mais surtout en saison chaude, une perte en eau par évaporation au niveau du couvert végétal, alors que l'évaporation physique au sol n'intervient le plus souvent que de façon secondaire. L'interception est, selon toute vraisemblance, la plus active dans les bassins montagnards fortement boisés surtout par des Conifères.

La transpiration des peuplements forestiers et des surfaces couchées en herbe, maximale en saison chaude et réduite ou pratiquement nulle en saison froide, prélève de l'eau dans les réserves du sol et diminue d'autant l'alimentation des sources et donc des cours d'eau. Il ne semble pas, d'ailleurs, que les hauteurs d'eau transpirées annuellement dans les bassins montagnards boisés soient beaucoup plus élevées que celles des bassins à couverture herbacée prédominante, par suite de la plus grande rigueur des conditions thermiques.

La détermination précise de valeurs annuelles de l'interception, de la transpiration et donc de l'évapotranspiration n'est possible que dans le cadre de petits bassins expérimentaux à peuplement végétal homogène. Pour un bassin de l'étendue de celui de la Moselle et comportant une grande variété de types de couverture végétale, on peut avancer tout au plus quelques ordres de grandeur.

L'exemple du couvert végétal illustre ainsi de façon parfaite les difficultés auxquelles on se heurte pour apprécier séparément et quantitativement le rôle propre à chacun des facteurs géophysiques de l'écoulement fluvial. Il faut se résoudre, pour l'instant du moins, à la marge d'incertitude inhérente aux Sciences de la Nature.

L'influence réelle du couvert végétal sur l'écoulement liquide et solide, c'est-à-dire la capacité d'évapotranspiration des plantes et l'efficacité de l'érosion hydrique sur les versants, peut cependant être indirectement mise en évidence par l'analyse des bilans moyens annuels et saisonniers de l'écoulement et des caractéristiques des transports solides en suspension des cours d'eau, dans l'étude plus purement hydrologique qui va suivre.

DEUXIEME PARTIE

LES ELEMENTS DU REGIME DE LA MOSELLE

L'INFLUENCE DE LA MOSELLE SUR LE REGIME DU RHIN INFERIEUR

Le régime fluvial ou comportement d'un cours d'eau recouvre trois aspects fondamentaux : l'abondance moyenne annuelle, les variations saisonnières des débits ou régime stricto sensu et les fréquences parmi lesquelles nous distinguons spécialement les extrêmes, à savoir les étiages et les crues

L'étude de la Moselle, que l'on comparera à de nombreux autres cours d'eau européens, devrait permettre de fixer les éléments essentiels de l'hydrologie fluviale en milieu tempéré océanique. L'irrégularité de l'équipement hydrométrique du bassin et les insuffisances de la documentation statistique compliqueront toutefois cette tâche.

Il sera possible néanmoins de caractériser les traits majeurs du régime du cours d'eau et, tout d'abord, les problèmes propres à l'abondance et au bilan moyen annuel de l'écoulement. L'originalité pluviale océanique du régime stricto sensu et sa nuance montagnarde à influence nivale seront dégagées au travers des variations saisonnières moyennes des débits. Mais, comme pour l'abondance, il faudra souligner l'ampleur effective des variation interannuelles et intersaisonnières des débits. D'autre part, dans l'étude réservée aux étiages une mention particulière sera faite pour les étiages "at nués de saison froide". L'analyse des crues constituera le thème essentiel de cette seconde partie et il est bien évident que, sans ignorer les crues locale de saison chaude, on s'attachera surtout aux grandes crues généralisée

de saison froide. Enfin, si l'influence de la Moselle sur le régime du Rhin apparait comme décisive surtout lors de ces crues, il conviendra également d'envisager les effets des apports du cours d'eau sur l'abondance annuelle et sur les variations saisonnières du fleuve.

C H A P I T R E P R E M I E R

L'EQUIPEMENT HYDROMETRIQUE DU BASSIN
LA DOCUMENTATION HYDROLOGIQUE ET SES LACUNES

Les aléas de l'Histoire ont souvent fait varier les divisions administratives régionales et nationales dans le bassin de la Moselle depuis le début des observations hydrométriques au XIXe siècle. Ceci explique que l'équipement de ce bassin "frontalier" ait connu un développement fort inégal et que la documentation hydrologique disponible souffre d'un manque d'homogénéité.

I. - L'équipement hydrométrique fort inégal du bassin

La partie allemande du bassin a été la première équipée en stations de mesures et cela dès le XIXe siècle, ce qui ne saurait surprendre quand on sait l'ancienneté et le renom justifié des services hydrologiques de ce pays. Au Grand-Duché de Luxembourg, les observations hydrométriques sont certes récentes, mais elles couvrent l'ensemble du territoire national.

En France, par contre, même si les mesures limnimétriques remontent en nombre de stations à la fin du XIXe siècle, une insuffisante coordination des services officiels a retardé jusqu'à la période actuelle l'équipement systématique du bassin.

A. - Equipement hydrométrique rationnel du bassin en Allemagne Fédérale et au Luxembourg

Dans le bassin inférieur, un réseau hydrométrique homogène a été

implanté progressivement tout au cours du XIXe siècle sur les principaux axes fluviaux, Moselle, Sûre et Sarre. L'exploitation de la station limnimétrique de Cochem remonte ainsi à 1817, celle de la station de Trèves à 1829, celle des stations de Besch, de Mehring, de Bernkastel-Cues, de Sarrelouis et de Saarburg à 1832.

Après 1871 et le rattachement à l'Empire allemand des bassins supérieur et moyen de la Sarre et d'une partie du bassin moyen de la Moselle, la "Königlische Preussische Rheinstrombaudirection" à Mayence a assuré les mesures indispensables et la centralisation de la documentation, publiée régulièrement dans les annuaires hydrologiques à partir de 1901.

Le même souci de centralisation a persisté après 1918 et après 1945, dans le cadre de la République Fédérale. Certes, les mesures hydrométriques dans le secteur allemand du bassin relèvent actuellement de trois services hydrologiques différents : "Wasser-und Schiffahrtsdirektion" à Mayence pour la Moselle elle-même, "Landesamt für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz" à Mayence pour la plupart des affluents de la Moselle inférieure, "Wasser-und Schiffahrtsamt" à Sarrebrück pour la Sarre et ses affluents, à l'exclusion toutefois de la Blies. Mais l'essentiel des données hydrométriques est archivé au "Bundesanstalt für Gewässerkunde" à Coblence et publié dans les deux séries d'annuaires : "Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch-Rheingebiet" et "Ergänzungsheft zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch für das Land Rheinland-Pfalz".

Le réseau hydrométrique du bassin exploité en République Fédérale d'Allemagne comporte ainsi une quinzaine de stations exclusivement limnimétriques et pas moins de 26 stations de jaugeage, toutes pourvues de limnigraphes. Sans être très dense, cet équipement est parfaitement rationnel ; il intéresse la Moselle, ses deux affluents principaux, Sûre et Sarre, mais également de nombreux petits cours d'eau de l'Eifel et du Hunsrück (carte hors-texte I).

Au Grand-Duché de Luxembourg, l'équipement hydrométrique du bassin n'a débuté pratiquement qu'en 1949-1950 sous l'impulsion du "Service de la Météorologie et de l'Hydrologie" dépendant de l'Administration des Services Techniques de l'Agriculture. Les résultats sont publiés depuis cette date dans l'"Annuaire Météorologique et Hydrographique". Pour la période antérieure à 1950, les seules données hydrologiques existantes proviennent des stations allemandes riveraines de la Sûre : Bollendorf et Ralingen, ou de l'Our : Keppeshausen (R. Neyertz, 1960).

L'effort luxembourgeois a porté sur l'équipement de petits cours d'eau affluents de la Moselle (Aalbach, Syre) et de la Sûre (Wiltz, Alzette...). Actuellement 14 stations limnimétriques et 10 stations de jaugeage sont exploitées à partir d'échelles simples. Cette politique de développement d'un réseau hydrométrique au total fort dense a été menée en vue de l'aménagement hydroélectrique de certains cours d'eau et de l'utilisation des eaux fluviales pour l'alimentation des industries et des collectivités ; aussi certaines stations ne revêtent-elles qu'un intérêt hydrologique assez limité.

Ancien en Allemagne, plus récent au Luxembourg, l'équipement hydrométrique du bassin dans ces deux pays est donc homogène et fort satisfaisant dans l'ensemble.

B. - Progrès récents de l'équipement hydrométrique en France

A la différence de l'Allemagne, la politique d'équipement hydrométrique du bassin a connu en France de nombreuses vicissitudes.

L'implantation de stations limnimétriques s'est développée rapidement dans la seconde moitié du XIXe siècle grâce à l'action des services ordinaires des Ponts et Chaussées et du Service de la Navigation de Nancy. L'exploitation régulière de la station de Toul remonte ainsi au milieu du

siècle et les hauteurs d'eau ont été relevées deux fois par jour dès la fin du siècle à Remiremont, à Epinal et à Millery sur la Moselle, à Lunéville et à Malzéville sur la Meurthe ...

L'équipement en stations exclusivement limnimétriques s'est poursuivi jusqu'à la Première Guerre Mondiale et l'on a pu dénombrer jusqu'à 250 stations, d'intérêt inégal d'ailleurs, dans la partie française du bassin (F.R. De Sèze et G. Renaut, 1967). Faute de crédits et de personnel suffisants, la documentation ainsi accumulée n'a pu être ni classée, ni publiée. La conservation des archives n'est d'ailleurs pas centralisée ; elle reste dispersée entre le Service de la Navigation à Nancy, responsable de l'annonce des crues, les services des Ponts et Chaussées à Epinal et à Saint Dié et le Service de la Navigation à Strasbourg, pour le bassin de la Sarre.

Certes, sous l'impulsion d'ingénieurs fort dévoués, des jaugeages furent entrepris sur la Moselle à la fin du XIXe siècle en diverses stations : à Remiremont, à Epinal, à Toul et à Pont-à-Mousson, de même que sur la Meurthe à Malzéville. D'intéressantes estimations de débits, en période de crues principalement, furent faites à partir de mesures de vitesses superficielles ou de formules théoriques. Mais par la suite et jusqu'à la Seconde Guerre Mondiale, aucun jaugeage et aucune évaluation sérieuse de débits ne furent repris.

Devant les graves problèmes posés par l'alimentation en eau de la Lorraine industrielle, l'installation d'un réseau de stations de jaugeage s'est avérée urgente dans le bassin de la Moselle, l'un des derniers d'ailleurs à être équipé rationnellement en France.

La Deuxième Circonscription Electrique de Dijon, dépendant du Ministère de l'Industrie, a été chargée de l'implantation du nouveau réseau et la première station de jaugeage mise en service a été celle d'Epinal en 1951. Au total, une vingtaine de stations équipées de limnigraphes fonctionnent actuellement dans le secteur français du bassin et les résultats d'ex-

ploitation sont centralisés à Dijon et publiés régulièrement depuis 1961 dans l'annuaire hydrologique du Ministère de tutelle. Il faut indiquer que ces stations de jaugeage nouvelles ne correspondent jamais aux stations limnimétriques relevant des services des Ponts et Chaussées, ce qui rend aléatoire l'utilisation de hauteurs d'eau anciennes pour une estimation même approchée des débits.

L'équipement des bassins supérieur et moyen de la Moselle est indéniablement en progrès depuis la décennie 1950-1960. Pratiquement tous les cours d'eau principaux : Moselle, Moselotte, Vologne, Madon, Orne, Meurthe et Mortagne, Sarre et Nied, possèdent désormais des stations de jaugeage , mais la densité de ces stations reste inférieure à celle que l'on constate dans les secteurs allemand et luxembourgeois. Le bassin de la Moselle en amont de la confluence de la Meurthe, ne comporte encore que 8 stations pour plus de 3 700 km2 et celui de la Meurthe 3 stations seulement pour plus de 3 000 km2. Quelques autres stations ont été installées, il est vrai, par le Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine, dépendant du Ministère de l'Agriculture, sur le Madon (Mirecourt) et sur la Seille (Château-Salins, Aulnois, Pont Lothaire à Magny) (Y, L'Hôte, 1967).

Récemment, un projet d'implantation de stations complémentaires a été élaboré par l'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse"(F.R. De Sèze et G. Renaut, 1967). Il intéresse soit de petits bassins dans lesquels doivent être aménagés des lacs de retenue destinés à régulariser le régime de la Moselle (Belbriette, Euron, Ruisseau de Blemerey, Ruisseau de Barbas...), soit des bassins plus vastes mais encore sous-équipés (Moselle moyenne, Rupt de Mad, Meurthe supérieure, Vezouse, Rabodeau...). Certaines de ces stations ont été mises en service au cours de l'année 1968.

On peut donc estimer que dans un proche avenir la partie française du bassin possèdera un réseau hydrométrique aussi homogène et aussi dense que celui des secteurs allemand et luxembourgeois. Mais si l'on dispose de séries de hauteurs d'eau assez longues en France, les séries de débits pour la plupart des stations sont encore très brèves et de ce fait peu significatives.

II. - Les séries hydrométriques et leur critique

Il convient donc de considérer séparément les séries de hauteurs d'eau et les séries de débits dans le bassin de la Moselle et d'en discuter la valeur. Si les longues séries de hauteur d'eau disponibles en Allemagne et en France permettent au mieux l'analyse du régime stricto sensu du cours d'eau, de ses crues et de ses étiages, la brièveté même des séries de débits pour la plupart des stations de jaugeage, hormis celle de Cochem, est une gêne sérieuse pour l'étude détaillée des divers aspects du régime lato sensu : variations saisonnières, étiages, crues et surtout abondance moyenne annuelle.

A. - De longues séries de hauteurs d'eau

A l'exception du Luxembourg, donc d'une grande partie du bassin de la Sûre, de longues séries de hauteurs d'eau existent tant en Allemagne qu'en France ; les relevés y sont effectués au minimum deux fois par jour depuis le XIXe siècle.

C'est en Allemagne, dans les bassins inférieurs de la Moselle et de la Sarre, que les séries de hauteurs d'eau sont les plus longues : 150 ans à Cochem, 140 ans à Trèves, 130 ans à Besch, à Mehring et à Bernkastel-Cues, 110 ans à Saarlouis et à Saarburg (tableau XXX). En toutes ces stations, les hauteurs d'eau ont été mesurées en pieds rhénans et en douzièmes de pied jusqu'en 1872 (1). Les données font défaut cependant pour maintes stations en 1944 et en 1945, les ponts portant les échelles ayant été détruits ou gravement endommagés par faits de guerre.

---

(1) Le pied rhénan correspondait à 0,33 m et le douzième de pied à 0,027m.

TABLEAU XXX LE RESEAU HYDROMETRIQUE DU BASSIN DE LA MOSELLE. PRINCIPALES STATIONS LIMNIMETRIQUES.

	Station	Cours d'eau	Type d'appareil actuel (1)	Zéro actuel (m) de l'appareil	Début des observations
Bassin supérieur	Remiremont	Moselle supérieure	E	379,53	1885
	Remiremont	"	L	-	1930
	Epinal	"	E	320,10	1890
	Epinal	"	L	-	1930
	Saint-Dié	Meurthe supérieure	E	334,56	1949
Bassin moyen	Toul	Moselle moyenne	E	201,99	1857
	Frouard	"	E	-	1857
	Millery	"	E	182,65	1899
	Metz (Pt.des Morts)	"	E	158,57	1896
	Uckange	"	E	150,18	1880
	Thionville	"	E	147,46	1880
	Sierck	"	E	140,65	1832 (2)
	Besch	"	L	137,06	1832 (2)
	Trier	"	L	122,73	1829
	Mirecourt	Madon	E	262,92	1947
	Mirecourt	Madon	L	-	1965
	Baccarat	Meurthe moyenne	E	261,77	1923
	Lunéville	Meurthe moyenne	E	218,44	1900
	Malzéville	Meurthe inférieure	E	191,38	1899
	Pompey	"	E	-	1932
	Blâmont	Vezouse	E	259,04	1923
	Lunéville	Vezouse	E	220,93	1899
	Gerbéviller	Mortagne	E	-	1923
	Dombasle	Sanon	E	-	1923
	Bollendorf	Sûre	L	162,30	1901
	Ralingen	Sûre	E	145,80	1901 (3)
	Sarralbe	Sarre moyenne	E	205,96	1950
	Sarreguemines écluse 28	"	E	189,89	1896
	Sarreguemines écluse 27	"	E	191,58	1950
	Saarlouis	"	E	-	1832 (4)
	Saarburg	Sarre inférieure	E	138,31	1832 (4)
	Contwig	Schwarz Bach	L	225,51	1937
	Nalbach	Prims	L	186,09	1901
	Niedaltdorf	Nied	E	185,53	1901
Bassin inférieur	Mehring	Moselle inférieure	L	115,26	1832 (2)
	Bernkastel-Cues	Moselle inférieure	L	102,19	1832 (2)
	Cochem	"	L	76,98	1817
	Ramstein	Kyll	E	-	1904 (4)

(1) E : Echelle limnimétrique
L : Limnigraphe

(2) Exploitation arrêtée en 1963 avec la mise en eau de la Moselle canalisée

(3) Exploitation arrêtée en 1957 après l'implantation du barrage de Rosport

(4) Exploitation arrêtée en 1940

Les stations limnimétriques allemandes dans leur majorité se sont révélées moyennement stables au cours de leur exploitation aux XIXe et au XXe siècles et les changements récents du zéro aux échelles simples ou aux limnigraphes n'ont été imposés que par la gravité des étiages de saison chaude en 1947 et en 1949, pénuries qu'il a été impossible de mesurer avec exactitude. Le zéro des appareils a été ainsi abaissé d'un mètre le 1er novembre 1950 à Trèves, à Mehring, à Bernkastel-Cues et à Cochem, d'un mètre également le 1er novembre 1955 à Ralingen et à Bollendorf,de deux mètres le 1er novembre 1954 à Besch.

Pourtant, quelques unes de ces stations ont été supprimées récemment. Celles de Saarlouis, de Saarburg et de Ramstein sur la Kyll l'ont été dès 1940 et relayées après la guerre par des stations de jaugeage. La station de Ralingen a été arrêtée en 1957 à la suite de la mise en eau du barrage de Rosport sur la Sûre (Première partie, Chapitre I).

Mais les plus graves perturbations apportées aux mesures limnimétriques se sont produites sur la Moselle moyenne et inférieure après l'ouverture du cours d'eau en 1963 à une navigation à gabarit rhénan. Seules sont encore exploitées la station de Trèves, d'ailleurs déplacée, et celle de Cochem ; elles sont, semble-t-il, assez peu influencées par l'aménagement fluvial. De nouvelles stations limnimétriques ont été installées, certes, à l'aval de chacun des 13 barrages-écluses et sont destinées avant tout à la navigation. Elles n'offrent d'intérêt hydrologique qu'en hautes eaux et en crues, lorsque les barrages sont couchés et que le cours d'eau retourne temporairement à son écoulement naturel, mais toute corrélation avec les anciennes stations est pour elles quasi impossible.

Les stations limnimétriques françaises, quoique nombreuses, présentent beaucoup moins de garanties. Certaines échelles ne sont lues d'ailleurs qu'épisodiquement, en période de hautes eaux et de crues.

Parmi les stations observées régulièrement et qui fournissent des données journalières de hauteurs d'eau, quelques unes seulement méritent d'êtr retenues, car elles couvrent une assez longue période, atteignant parfois un siècle (tableau XXX). A l'exception de la station de Toul mise en service dès 1857, l'exploitation de la plupart des autres stations remonte à la fin du XIXe siècle : 1880 pour Uckange, Thionville et Sierck, 1885 pour Remiremont, 1890 pour Epinal, 1896 pour Metz, 1899 pour Millery, Lunéville et Malzéville. L'aménagement en cours de la Moselle de Neuves-Maisons à Thionville condamne du reste à brève échéance nombre d'entre elles (Première partie - Chapitre I).

Mais même si les appareils limnimétriques de ces stations n'ont subi aucune modification depuis le début des observations - le zéro initial a été ainsi conservé à Remiremont et à Epinal lors du remplacement de l'échelle par un limnigraphe en 1930 - un doute subsiste quant à l'homogénéité réelle de certaines séries de hauteurs d'eau, car il est certain que, au moins pour la Moselle moyenne en France comme en Allemagne, la stabilité du lit n'est pas totale, ainsi que l'ont prouvé des jaugeages récents dans ce secteur fluvial.

En dépit de cette incertitude, les longues séries de hauteurs d'eau dont on dispose permettront une étude des crues et des étiages anciens, mais celle-ci sera forcément incomplète faute de séries de débits équivalentes

B. - De brèves séries de débits à l'exception de la station de Cochem

La majorité des stations de jaugeage du bassin ne fonctionnent que depuis 10 à 20 ans. Seule la station de Cochem, en Allemagne, possède une série de données assez exceptionnelle dépassant 60 ans, et la station offre, de plus, de remarquables conditions de stabilité.

Les séries de débits couvrent une quinzaine d'années au Luxembourg pour les stations de l'Aalbach, de la Syre, de la Wiltz, de l'Alzette et de ses affluents (tableau XXXI). Les jaugeages, le plus souvent superficiels faute de profondeur, sont effectués régulièrement en basses eaux comme en hautes eaux, et les courbes de tarage sont sans cesse corrigées.

La relative stabilité des lits fluviaux aux stations de jaugeage garantit l'homogénéité des séries de débits qui sont naturels, sauf à la station d'Esch-sur-Alzette influencée, on l'a vu, par des pompages et des déversements industriels. Toutefois, les résultats de l'exploitation des stations de jaugeage luxembourgeoises ne revêtent qu'un intérêt mineur à l'échelle du bassin, car les valeurs des débits bruts écoulés par ces petits cours d'eau sont au total modestes.

Les séries de débits françaises sont de beaucoup les plus brèves (tableau XXXI). Sur une vingtaine de stations de jaugeage, deux seulement ont plus de 10 ans (Epinal et Hauconcourt), sept ont entre 5 et 10 ans (Noirgueux, Jarménil, Toul, Blénod, Pulligny, Malzéville et Moyen.) Ces stations équipées de limnigraphes sont rigoureusement contrôlées par les ingénieurs et techniciens de la Deuxième Circonscription Electrique de Dijon. Des jaugeages complets sont faits périodiquement avec une mesure détaillée de la répartition des vitesses dans la section mouillée et permettent ainsi de réajuster les courbes de tarage. Comme en Allemagne, douze hauteurs d'eau par jour sont traduites en débits par ordinateur et le débit journalier à chaque station correspond en fait à la moyenne des 12 débits bi-horaires.

Mais si la stabilité de la majorité des stations est bonne ou au moins moyenne, à l'exclusion toutefois de la station de Velle, de Jarménil

TABLEAU XXXI LE RESEAU HYDROMETRIQUE DU BASSIN DE LA MOSELLE. PRINCIPALES STATIONS DE JAUGEAGE.

	Station	Cours d'eau	Superficie du bassin (km2)	Mise en Service	Organisme exploitant (1)
Bassin supérieur	Noirgueux	Moselle supérieure	621	1962	C.E.
	Epinal	Moselle supérieure	1 215	1951	C.E.
	Zainvillers	Moselotte	187	1967	C.E.
	Jarménil	Vologne	366	1963 (2)	C.E.
	Saint-Dié	Meurthe supérieure	374	1967	C.E.
Bassin moyen	Velle	Moselle moyenne	1 960	1961 (2)	C.E.
	Toul	Moselle moyenne	3 350	1959	C.E.
	Pont-à-Mousson	" "	7 200	1958 (3)	C.E.
	Blénod	" "	6 930	1964	C.E.
	Hauconcourt	" "	9 400	1956	C.E.
	Trier	" "	23 857	1937 (4)	L.G.
	Pulligny	Madon	940	1964	C.E.
	Malzéville	Meurthe inférieure	2 930	1959	C.E.
	Moyen	Mortagne	482	1964 (2)	C.E.
	Buncourt	Orne	396	1968	C.E.
	Rosselange	"	1 284	1968	C.E.
	La Cartoucherie	Yron	388	1968	C.E.
	Briey	Woigot	75	1967	C.E.
	Stadtbredimus	Aalbach	52	1950	S.M.H.
	Mertert	Syre	188	1950	S.M.H.
	Bollendorf	Sûre inférieure	3 285	1959	L.G.
	Winseler	Wiltz	100	1950	S.M.H.
	Esch-Centre	Alzette	39	1950	S.M.H.
	Noertzange	Kaylbach	54	1960	S.M.H.
	Bettembourg	Dudlinger Bach	40	1959	S.M.H.
	Mersch	Mamer	83	1961	S.M.H.
	Colmar Berg	Attert	297	1950	S.M.H.
	Ettelbrück	Wark	81	1950	S.M.H.
	Reisdorf	Ernz Blanche	100	1950	S.M.H.
	Merkeshausen	Prüm	319	1959	L.G.
	Ciesdorf	Nims	19	1958	L.G.
	Alsdorf	"	266	1957	L.G.
	Sarreinsming	Sarre moyenne	1759	1964	C.E.
	Mettlach	Sarre inférieure	7 139	1946	W.S.
	Reinheim	Blies	1 799	1957	L.G.
	Thaleschweiler	Schwarz Bach	377	1959	W.S.
	Fechingen	Fechinger Bach	50	1959	W.S.
	Schafbrücke	Scheidter Bach	56	1959	W.S.
	Russhütte	Fisch Bach	54	1960	W.S.
	Völklingen	Köller Bach	78	1963	W.S.
	Petite-Rosselle	Roselle	190	1966	C.E.
	Nalbach	Prims	725	1959	W.S.
	Bouzonville	Nied	1160	1965	C.E.
	Hemmersdorf	"	1350	1963	W.S.
Bassin inférieur	Cochem	Moselle inférieure	27 100	1901	L.G.
	Hentern	Ruwer	102	1961	L.G.
	Densborn	Kyll	463	1957	L.G.
	Duppach II	Oos Bach	23	1958	L.G.
	Papiermühle	Dhron	170	1957	L.G.
	Dreis	Salm	187	1959	L.G.
	Dhrontalsperre	Kleine Dhron	126	1946	L.G.
	Platten	Lieser	378	1958	L.G.
	Peltzerhaus	Uess Bach	176	1957	L.G.
	Kloster-Engelport	Flaum Bach	115	1957	L.G.
	Schnürenhof	Elz Bach	146	1957	L.G.
	Burgen	Bay Bach	106	1959	L.G.

(1) C.E. : 2e Circonscription Electrique - Dijon
S.M.H.: Service de la Météorologie et de l'Hydrologie - Luxembourg
L.G. : Landesamt für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz- Mainz
W.S. : Wasser-und Schiffahrtsamt - Saarbrücken

(2) Exploitation arrêtée en 1969

(3) Exploitation arrêtée en 1963 et station remplacée par celle de Blénod

(4) Exploitation arrêtée en 1963 avec la mise en eau de la Moselle canalisée.

et de Moyen, qui ont été arrêtées en 1969 (1), les valeurs de certains débits doivent néanmoins être utilisées avec circonspection.

En effet, plusieurs stations sont influencées soit par des déversements industriels et par les exhaures de mines déjà signalés (Orne, Fensch Rosselle), soit par des prélèvements divers, si bien que les débits enregistrés ne sont plus naturels. Ainsi, la rigole d'alimentation du réservoir de Bouzey et du Canal de l'Est-branche Sud, dont la prise est située à l'amont de Remiremont, soustrait à la Moselle supérieure en moyenne 0,825 m^3/s et influence les stations de Noirgueux et d'Epinal (F.R. de Sèze et J.F. Zumstein, 1968). De même, les pompages réguliers dans la Moselle moyenne à Messein pour l'alimentation en eau de l'agglomération nancéienne (1 m^3/s) et du Canal de l'Est (0,5 m^3/s), ainsi que les prélèvements à Toul même destinés au Canal de la Marne au Rhin (1 m^3/s) affectent l'écoulement à cette station, encore qu'une partie des débits captés soit restitués en aval au cours d'eau (2).

Les ponctions opérées dans la nappe alluviale de la vallée de la Moselle en aval de Metz, en vue du ravitaillement en eau de l'agglomération, ne sont pas sans influencer elles aussi, mais de façon plus indirecte, la station d'Hauconcourt. Enfin, les débits soustraits à la Sarre blanche et à la Sarre rouge, surtout en saison froide et en période de hautes eaux, et stockés dans les étangs de Gondrexange, du Stock et de Mittersheim pour l'alimentation du canal des Houillères, modifient l'écoulement naturel et affectent la station de Sarreinsming. Ces débits difficiles à chiffrer, ont été estimés à 1,5 m^3/s en moyenne (H. Sommelet, 1965).

---

(1) La station de Velle, sur la Moselle moyenne était située à l'amont d'un barrage fixe qui a été en partie emporté en 1967 lors de hautes eaux par affouillement du fond du lit ; une nouvelle station, dite Velle II, a été implantée à l'aval. La station de Jarménil, sur la Vologne inférieure, était influencée en hautes eaux et en crue par la Moselle ; une nouvelle station est exploitée plus en amont à Cheniménil. La station de Moyen, très peu stable a été déplacée sur la Mortagne en aval, à Gerbéviller.

(2) Les débits à la station de Malzéville sur la Meurthe sont également influencés par les éclusées journalières des "Grands Moulins Vilgrain" pour les valeurs inférieures à 25 m3/s environ.

D'autre part, les valeurs extrêmes des débits en période d'étiage de hautes eaux et de crues, sont sujettes à caution en de nombreuses stations. En étiages marqués, les courbes de tarage sont peu utilisables, par suite de l'imprécision des jaugeages à faible profondeur, et surtout les prélèvements signalés ci-dessus peuvent réduire singulièrement l'écoulement fluvial.

Par ailleurs, les valeurs des débits maximaux journaliers ou instantanés de hautes eaux ou de crues ne sont qu'approximatives, car les courbes de tarage sont toutes extrapolées au-delà de débits correspondant à des hautes eaux ou à des crues médiocres (1). L'implantation de la plupart des stations de jaugeage françaises est postérieure, en effet, aux dernières grandes crues généralisées de saison froide, en janvier 1955 et en février 1958.

A l'instar de certaines stations limnimétriques, l'exploitation des stations de jaugeage de Toul et de Hauconcourt devra être reconsidérée lors de la mise en eau prévue pour 1973 de la Moselle canalisée de Neuves-Maisons à Thionville. L'entrée en service du nouveau barrage de Pont-à-Mousson a ainsi imposé dès 1963 la fermeture de la station et son remplacement par la station de Blénod, installée en amont de la centrale thermique E.D.F..

En Allemagne, les séries de débits sont également brèves et dépassent rarement 10 ans pour les petits affluents de la Moselle issus du Hunsrück : Ruwer, Dhron, Flaum Bach, Bay Bach, ou de l'Eifel : Kyll, Salm, Lieser, Elz Bach, et pour les divers affluents de la Sarre moyenne et inférieure : Blies, Prims, Nied (tableau XXXI). Mais la bonne stabilité des lits et la grande fréquence des jaugeages assurent à ces séries une véritable homogénéité ; de telles données de débits présentent un intérêt indéniable, tout particulièrement pour l'étude de l'abondance annuelle dans de petits bassins de moyenne montagne.

---

(1) Les courbes de tarage sont ainsi extrapolées au-delà de 435 m^3/s à Epinal, de 461 m3/s à Toul, de 700 m3/s à Blénod, de 1 243 m3/s à Hauconcourt et de 524 m3/s à Malzéville.

Il est regrettable que les problèmes les plus délicats se posent à propos des résultats des stations principales de la Sûre, de la Sarre et de la Moselle, bien que les débits enregistrés soient dans l'ensemble naturels.

A la station de Ralingen, de nombreux jaugeages avaient été effectués depuis 1910 mais, par suite de l'instabilité du lit de la Sûre, la courbe du tarage dut être réajustée plusieurs fois en 1918, en 1940 et en 1954. Après sa fermeture en 1957, la station fut remplacée par celle de Bollendorf qui offre de meilleures conditions de stabilité mais qui est moins significative de l'écoulement de la Sûre, du fait de sa position en amont de la confluence avec la Prüm.

La station de Saarburg sur la Sarre inférieure a été exploitée pendant une longue période de 1910 à 1940. Les nouveaux jaugeages pratiqués de 1949 à 1955 manquent d'intérêt, faute d'une observation régulière des hauteurs d'eau. D'ailleurs, dès 1946, la station a été doublée en amont par celle de Mettlach, à laquelle les jaugeages précis et la stabilité du lit confère une indéniable valeur.

Grâce à sa situation au coeur du Massif Schisteux Rhénan, la station de Cochem tranche sur la médiocrité des stations de la Moselle moyenne, qu'il s'agisse de Besch, de Mehring et même de Trêves. En effet, dans la partie septentrionale du Plateau Lorrain, le lit apparent de la Moselle, entaillé dans la nappe alluviale la plus récente, est soumis à d'incessants remaniements de détail et son lit majeur très vaste ne permet pas de chiffrer avec exactitude les volumes de hautes eaux ou de crues (Première Partie - Chapitre I).

La courbe de tarage à Besch, théoriquement valable de 1910 à 1940, est d'une utilisation aléatoire, malgré les fréquents jaugeages de contrôle surtout en période de débordement. Les débits de crues à la station de Mehring sont entachés d'erreur, car la courbe de tarage dessinée dès 1910 n'est valable en fait que pour l'écoulement entre berges.

L'instabilité caractérisée du lit à Trèves a contraint les ingénieurs de 1901 à 1954 à un réajustement quasi permanent des courbes de tarage en basses eaux comme en hautes eaux : de nouvelles relations hauteurs d'eau - débits ont été fixées en 1954 pour tenir compte des importantes modifications survenues dans le profil du lit. Et malgré ces efforts, les débits calculés à Trèves ne peuvent être utilisés qu'avec une extrême prudence. La création d'un plan d'eau artificiel en 1963 a remis en cause l'exploitation déjà délicate de la station ; depuis cette date, aucune corrélation précise hauteurs d'eau - débits n'a pu être établie et les valeurs des débits journaliers ne sont plus publiées.

Par contre, la station de Cochem apparaît comme grandement favorisée. Le lit apparent de la Moselle y est d'une remarquable stabilité, car il est incisé en partie dans la roche en place, et son lit majeur peu étendu ne permet que des débordements limités. D'autre part, la situation particulière de la station par rapport aux barrages-écluses de Fankel et de Müden explique que l'écoulement ne soit que très peu influencé par la canalisation et que la courbe de tarage ait pu être assez rapidement reconstituée après 1963, sans que les débits enregistrés offrent toutefois depuis lors une garantie absolue.

Alors que les débits ne sont connus que depuis 1945 pour nombre de cours d'eau européens, la Moselle à Cochem, c'est-à-dire pratiquement à l'issue de son bassin, possède une série de débits assez peu commune, remontant au début du siècle et dépassant 60 ans. Certes, il existe des séries de débits beaucou plus longues, mais leur homogénéité est parfois discutable (1), tandis qu'à la station de Cochem la stabilité du lit et la rigueur des courbes de tarage ne saurai être contestées.

(1) Parmi les longues séries de débits dont la durée atteint ou excède un siècle, on peut citer celles du Rhin à Bâle (1808), du Mississipi à Vicksburg (1817), de la Vltava à Prague (1826), du Danube à Stein-Krems (1829) et à Orsova (1837), du Saint-Laurent à Ogdensburg (1860), du Mississipi à Saint-Louis (1861), de la Loire à Blois et à Montjean (1862).

TABLEAU XXXII DEBITS BRUTS MOYENS MENSUELS ET ANNUELS PARTICULIERS DE LA MOSELLE A COCHEM (1901-1963) (1)

	N	D	Jr.	Fr.	M	A	M	J	Jt.	A	S	O	Saison Froide	Saison Chaude	Année Module
1901	208	394	303	286	681	610	210	111	71	115	314	445	413	211	312
1902	218	521	555	576	327	296	351	193	78	77	83	95	418	146	280
1903	101	290	499	201	296	383	332	136	88	164	105	282	295	184	239
1904	266	456	318	884	399	399	179	140	63	50	59	89	453	96	275
1905	138	318	321	407	502	342	200	169	91	63	121	215	338	143	240
1906	451	290	694	429	800	247	309	180	117	91	60	66	485	137	311
1907	148	288	394	407	551	268	375	128	96	68	68	78	342	135	239
1908	117	378	250	499	620	314	534	252	111	118	175	93	363	213	288
1909	109	207	277	258	294	105	159	92	334	101	118	284	208	181	194
1910	273	818	810	1034	456	183	231	211	545	229	220	118	595	259	427
1911	960	779	368	307	592	258	180	129	71	52	48	78	544	93	318
1912	241	592	677	391	617	260	135	106	78	132	252	157	463	143	303
1913	429	564	613	540	284	323	334	142	160	114	138	126	458	169	313
1914	464	383	652	570	1068	402	229	262	163	160	256	143	589	202	379
1915	209	484	892	595	421	404	195	91	78	92	85	92	500	105	303
1916	138	938	570	671	368	389	209	235	239	109	215	389	512	232	372
1917	607	598	697	311	423	516	220	183	133	193	140	339	525	201	363
1918	454	290	697	271	298	513	373	124	81	80	163	183	420	167	293
1919	143	534	737	443	642	639	321	107	132	84	71	90	523	134	328
1920	399	928	1202	429	34[illegible]	451	211	101	87	77	112	115	625	117	371
1921	79	117	407	211	104	76	85	68	41	42	48	43	165	54	110
1922	74	71	262	479	368	835	426	107	99	138	237	211	348	186	267
1923	482	636	576	629	697	205	245	200	96	67	84	492	537	197	367
1924	510	629	740	316	479	443	540	160	96	185	323	282	519	264	391
1925	786	211	389	564	454	332	284	121	89	132	207	271	456	184	320
1926	471	731	814	797	457	222	353	468	198	131	85	109	582	224	403
1927	623	288	462	448	759	582	273	170	219	196	321	220	527	233	380
1928	454	342	548	775	225	366	254	167	92	71	63	129	451	129	290
1929	426	513	325	217	187	183	133	135	112	76	52	103	308	101	205
1930	207	579	545	268	329	282	355	200	196	231	205	756	368	323	346
1931	1190	471	1014	665	639	325	282	165	183	329	448	157	717	260	489
1932	256	296	629	180	185	607	303	209	182	118	115	389	358	219	289
1933	484	286	219	353	321	140	275	193	140	80	69	81	300	139	220
1934	176	163	294	170	389	162	129	67	62	75	59	100	225	82	153
1935	143	268	371	884	407	518	254	237	86	71	81	125	431	142	287
1936	271	573	1054	551	235	464	209	200	180	290	213	219	524	218	371
1937	435	366	580	1160	873	685	434	174	119	81	105	115	677	172	422
1938	110	202	651	576	224	125	111	112	125	128	87	87	312	108	210
1939	192	233	787	294	531	396	315	132	131	112	156	762	410	269	338
1940	846	732	213	703	614	596	302	122	190	135	258	331	615	223	418
1941	688	403	1030	679	612	525	209	354	147	207	130	135	656	197	425
1942	267	325	273	184	858	260	134	194	164	94	76	134	365	133	248
1943	223	219	508	396	167	216	164	139	84	72	67	68	286	99	192
1944	158	289	390	459	236	205	94	81	86	60	101	290	289	119	204
1945	952	(894)	(207)	(1220)	(311)	(187)	(224)	(116)	(99)	(121)	(114)	(112)	(620)	(132)	(374)
1946	(133)	(194)	(354)	(965)	(445)	(147)	(133)	(200)	(129)	(85)	(106)	(85)	(366)	(123)	(243)
1947	(88)	(228)	(272)	(168)	(821)	(346)	(108)	(75)	64	51	41	44	(324)	(64)	(193)
1948	97	428	1390	774	211	256	143	98	379	344	183	103	526	209	367
1949	209	178	318	202	279	157	106	132	52	37	45	47	225	70	147
1950	84	276	233	666	273	302	278	129	80	71	135	128	301	137	218
1951	482	712	822	520	601	547	230	270	171	116	108	74	617	161	388
1952	328	318	815	552	591	593	146	94	69	47	71	314	534	124	328
1953	83	1270	303	524	269	173	88	176	276	100	65	64	484	152	292
1954	67	57	218	126	242	233	78	71	68	184	220	338	158	160	159
1955	286	764	969	630	413	218	143	157	147	82	70	69	549	118	332
1956	68	262	594	251	447	361	185	223	187	145	189	253	333	197	264
1957	234	399	282	886	530	221	114	119	96	114	168	157	420	130	274
1958	149	222	540	1190	531	226	560	228	186	216	143	189	468	254	360
1959	271	551	831	255	256	259	246	107	79	73	41	44	408	99	252
1960	65	159	313	361	356	151	104	96	143	220	221	262	234	174	204
1961	560	531	600	837	248	217	220	283	138	124	88	158	494	168	330
1962	288	599	634	697	332	743	292	130	90	67	82	62	546	121	332
1963	73	180	(119)	(88)	(376)	(216)	(117)	(120)	(64)	(72)	(87)	(48)	(177)	(83)	(135)

(1) Les valeurs incertaines de débits sont indiquées entre parenthèses

Il a été ainsi possible de reconstituer l'ensemble des débits moyens mensuels, saisonniers et annuels particuliers du cours d'eau à Cochem depuis 1901 (tableau XXXII). De 1937 à 1963, ces valeurs ont été publiées dans les Annuaires hydrologiques. De 1901 à 1936, elles ont été calculées par nos soins à partir des hauteurs d'eau moyennes journalières en fonction de plusieurs tableaux hauteurs d'eau - débits minutieusement contrôlés par de fréquents jaugeages (1). Les seules données sujettes à caution sont celles de la période 1944-1947, où par suite de la destruction du pont de la Moselle et de l'encombrement du lit par des déblais, les opérations de jaugeage ont été rendues délicates et celles de la période postérieure au 1er janvier 1963.

Cette longue série de débits sera d'un grand secours pour fixer l'ampleur des variations interannuelles et intersaisonnières de l'écoulement propres à un cours d'eau typique en milieu tempéré océanique.

---

(1) On dispose ainsi pour la station de Cochem de cinq tableaux hauteurs d'eau - débits valables du 1/11/1900 au 31/10/1904, du 1/11/1904 au 31/10/1906, du 1/11/1906 au 31/10/1957, du 25/12/1944 au 30/6/1947 et du 1/11/1957 au 1/1/1963.

CONCLUSION

L'appartenance du bassin de la Moselle a trois ensembles nationaux et les vicissitudes de l'Histoire contemporaine sont responsables de l'hétérogénéité dans l'équipement hydrométrique. Centralisation et rationalisation ont été, sans conteste, les plus poussées en territoire allemand. En France, au contraire, un grand retard a été pris par suite d'une insuffisante coordination entre les services officiels et, il faut le dire, d'un manque total d'intérêt à l'égard des problèmes de l'eau jusqu'à une date récente.

Mais l'équipement actuel, à peu près satisfaisant en stations limnimétriques et de jaugeages, est remis en cause par les travaux d'aménagement réalisés ou en cours d'achèvement sur la Moselle inférieure et moyenne, visant à la création d'une voie d'eau à grand gabarit. De plus, les prélèvements et les déversements d'eau sans cesse croissants par les industries et les collectivités urbaines faussent les calculs des débits, qui en maintes stations ne sont donc plus naturels. Enfin, le projet d'implantation de lacs de retenue dans les bassins supérieur et moyen, destiné à régulariser le régime de la Moselle et à soutenir surtout les faibles débits d'étiages, perturbera grandement les conditions naturelles de l'écoulement.

La documentation hydrologique, quant à elle, présente de graves lacunes. Si les séries de hauteurs d'eau sont assez longues dans les principales stations limnimétriques, les séries de débits sont généralement brèves sauf à la station de Cochem. En dépit de données des débits souvent insuffisantes, il sera possible néanmoins d'esquisser les grands traits du régime de la Moselle et, tout d'abord, les caractères particuliers de son abondance annuelle.

C H A P I T R E I I

L'ABONDANCE ANNUELLE
LES PROBLEMES DU BILAN ANNUEL DE L'ECOULEMENT

L'abondance d'un cours d'eau durant l'année a pour expression le module ou débit moyen annuel absolu (m 3/s) ou spécifique (l/s/km2). L'abondance offre parmi tous les éléments du régime le plus de signification géographique, car son étude exige de prendre en considération l'ensemble des facteurs géophysiques analysés dans la partie précédente.

En dépit de l'insuffisance des séries de débits disponibles, on utilisera de préférence les débits calculés à partir de mesures hydrométriques, on n'aura recours qu'exceptionnellement aux formules géographiques ou théoriques usuelles, car nous éprouvons une méfiance qui nous semble justifiée pour toutes valeurs extrapolées.

L'étude de l'abondance annuelle et du bilan annuel de l'écoulement implique l'utilisation de moyennes,pourtant souvent méconnues à l'heure actuelle, et également de fréquences traduisant la distribution effective des modules dans le temps et leurs probabilités. Ces deux éléments d'appréciation sont indispensables à une bonne compréhension des phénomènes hydrologiques.

La Moselle, qui constitue le thème de nos recherches, a été choisie car elle est assez caractéristique du milieu tempéré océanique des régions de plateaux et de moyenne montagne. Il conviendra donc d'établir une comparaison systématique de son abondance et de celle d'autres cours d'eau, européens pour la plupart, du même domaine hydrologique ou de domaines voisins.

La présentation des variations des modules absolus et spécifiques dans l'espace et des divers éléments du bilan moyen annuel de l'écoulement sera complétée par une brève esquisse des fluctuations de l'abondance dans le temps et des caractères de certains bilans particuliers.

I.- L'abondance moyenne annuelle. Ses variations de l'amont à l'aval

L'abondance moyenne annuelle correspond à une suite d'années plus ou moins longue, elle peut être explicitée par les modules globaux ou normaux par opposition aux modules particuliers, propres à une année déterminée (1).

Dans le cas du bassin de la Moselle, l'évaluation des modules globaux et normaux pose quelques difficultés vu la relative brièveté des séries de débits. Seule la station de jaugeage de Cochem, observée depuis 1901, fournit un module normal valable du cours d'eau. Les stations de Mettlach et d'Epinal, exploitées respectivement depuis 1946 et 1952, permettent de fixer avec une précision assez satisfaisante les modules globaux de la Sarre inférieure et de la Moselle supérieure.

Pour toutes les autres stations de jaugeage du bassin, le calcul de modules globaux représentatifs et à fortiori l'extension de ces modules à la normale s'avèrent délicats. On a pu néanmoins définir l'hydrau-

(1) Selon la terminologie de M. Pardé (1964c), le module global est le module moyen d'un groupe d'années comportant une ou plusieurs décennies, le module qu'il qualifie de normal couvre une période plus longue, de l'ordre de 40 à 50 ans au minimum.

licité (1) des années pour lesquelles on possède des mesures hydrométriques et ceci en différentes stations caractéristiques du bassin supérieur : Epinal, du bassin moyen : Hauconcourt et Mettlach, et du bassin inférieur : Cochem (tableau XXXIII). Il a été ainsi possible, à partir de ces valeurs assez homogènes, d'ajuster les modules moyens absolus ou spécifiques disponibles et correspondant souvent à de brèves séries d'années à forte ou à faible hydraulicité et d'homogénéiser à l'échelle du bassin les valeurs globales de l'abondance annuelle.

On envisagera successivement les variations dans l'espace des modules globaux absolus puis celles des modules spécifiques ainsi contrôlés et rectifiés.

A. - Une abondance absolue s'accroissant singulièrement à l'aval

Les variations dans l'espace de l'abondance absolue, donc des modules moyens absolus ou bruts (m 3/s), sont assez classiques dans le cas du bassin de la Moselle.

Les modules absolus s'accroissent, en effet, progressivement de l'amont à l'aval, mais assez lentement dans la traversée du Plateau Lorrain. Les apports de la Sûre et de la Sarre sont décisifs à l'aval du bassin (fig. 42). Les prélèvements effectués à même le cours d'eau n'affectent pratiquement pas les valeurs de l'abondance (Deuxième Partie, Chapitre Premier). Au total, la Moselle possède une abondance absolue honorable à la station de Cochem.

1. - Apport moyen des affluents vosgiens

Les modules globaux de la Moselle supérieure sont modestes :

(1) L'hydraulicité permet d'expliciter les variations des débits dans le temps, c'est le rapport d'un débit moyen quelconque, annuel, saisonnier, ou mensuel d'une année particulière au débit moyen correspondant d'une longue suite d'années. Dans le cas envisagé, le "coefficient" d'hydraulicité est le rapport du module particulier au module global ou normal.

TABLEAU XXXIII

VALEURS DE L'HYDRAULICITE EN DIVERSES STATIONS DU BASSIN DE LA MOSELLE (1)

Années	Epinal Moselle supérieure (a)	Hauconcourt Moselle moyenne (b)	Mettlach Sarre inférieure (c)	Cochem - Moselle inférieure (d)	(e)
1950			0,74	0,75	0,73
1951			1,37	1,33	1,30
1952	1,30		1,13	1,12	1,10
1953	0,50		1,27	0,96	0,94
1954	0,88		0,57	0,54	0,53
1955	0,90		1,19	1,13	1,11
1956	1,04	0,97	0,93	0,90	0,89
1957	0,87	0,81	0,99	0,93	0,91
1958	1,31	1,33	1,48	1,23	1,20
1959	0,70	0,70	0,91	0,86	0,84
1960	1,00	0,94	0,67	0,70	0,69
1961	1,01	0,93	1,30	1,13	1,10
1962	0,93	0,93	1,31	1,14	1,11
1963	0,95	0,71	0,53	0,46	0,45
1964	0,56	0,56	0,71	0,69	0,67
1965	1,45	1,43	1,04	1,20	1,17
1966	1,30	1,28			
1967	1,05	1,08			
1968	1,24	1,32			
1956-1960	0,98	0,95	0,99	0,92	0,91
1960-1964	0,89	0,81	0,82	0,80	0,90
1964-1968	1,12	1,13			

(1) Rapport du module particulier de l'année au module global ou normal de la période : 1952-1968 (a)
1956-1968 (b)
1946-1960 (c)
1936-1960 (d) et
1901-1960 (e)

24 m 3/s à Noirgueux, à l'aval de la confluence avec la Moselotte qui véhicule quelques 7,5 m 3/s, et 36,9 m 3/s à Epinal, à l'aval de la confluence avec la Vologne qui fournit en moyenne près de 10 m 3/s au collecteur principal. La Meurthe supérieure n'écoule pas plus de 8 m 3/s à Saint Dié, à l'issue de son bassin véritablement montagnard.

Ces valeurs seulement moyennes de l'abondance brute s'expliquent aisément par la faible surface réceptrice des bassins vosgiens (tableau XXXI), alors que les tranches d'eau précipitées sont élevées.

2. - Apport médiocre de la plupart des affluents du Plateau Lorrain

Le faible volume d'eau fourni par la majorité des affluents du bassin moyen est lié à la médiocrité générale des précipitations sur le Plateau Lorrain.

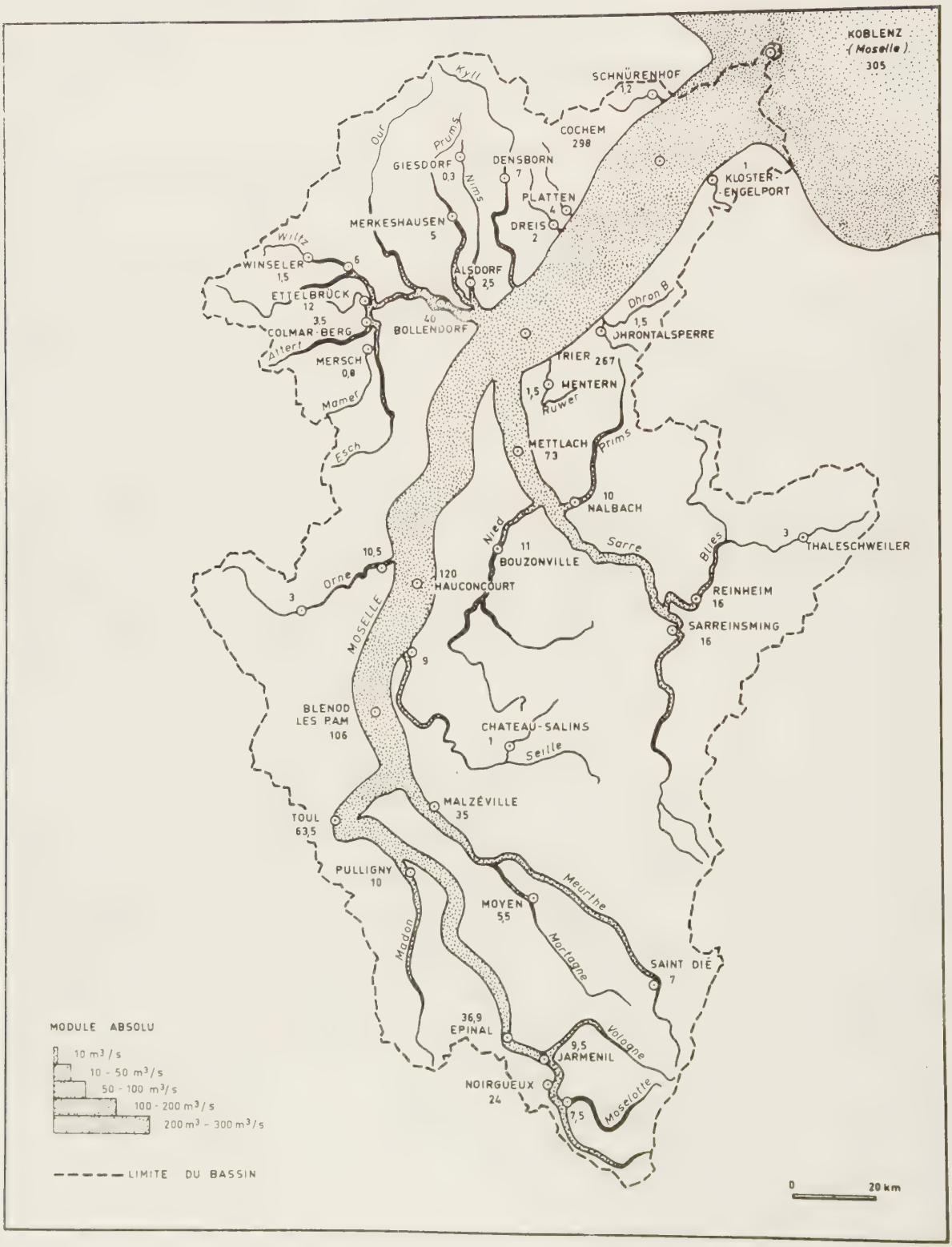
Le Madon débite seulement 10 m 3/s en moyenne à sa confluence avec la Moselle, la Seille 9 m 3/s et l'Orne 10,5 m 3/s. L'apport plus abondant de la Meurthe, voisin de 35 m 3/s, est dû,certes, à la superficie plus grande de son bassin mais également aux plus fortes précipitations dans le secteur vosgien. La Mortagne livre à elle seule plus de 5,5 m 3/s à la Meurthe.

La Moselle voit cependant son module global doubler d'Epinal à Toul, puis de Toul à Hauconcourt ; il passe ainsi de 36,9 m 3/s à 63,5 m 3/s et à 120 m 3/s. Ce module s'accroit plus rapidement à l'aval, grâce aux apports de la Sûre, de la Sarre et de petits affluents du bassin inférieur.

3. - Apport déterminant de la Sûre et de la Sarre

Le module brut de la Moselle moyenne à Trèves (267 m 3/s) a plus que doublé par rapport à celui de Hauconcourt. Les apports relativement abondants de la Sûre et de la Sarre en sont directement responsables. Ces deux affluents majeurs de la Moselle traversent eux aussi le Plateau Lorrain mais ils sont issus de secteurs montagnards assez bien arrosés.

FIG.42 ABONDANCE MOYENNE ABSOLUE DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS (m3/s).



Le module global de la Sûre inférieure dépasse largement de 40 m 3/s (R. Neyertz, 1960) ; l'Alzette lui livre pas moins de 12 m 3/s, la Wilz 6 m 3/s, l'Our et la Prüm près de 8 m3/s chacune.

L'apport de la Sarre est encore plus abondant. Cet affluent, le plus important en définitive de la Moselle, véhicule en moyenne plus de 75 m 3/s au terme de son bassin. Son module global n'est encore que de 17 m3/s à Sarreinsming, mais la Blies lui fournit en aval de Sarreguemines un volume d'eau à peu près équivalent ; la Nied écoule un peu plus de 11 m 3/s et la Prims, au bassin moins étendu mais mieux arrosé, 10 m 3/s.

4. - Apport non négligeable des affluents issus du Massif Schisteux Rhénan

Le module de la Moselle à Cochem, soit 298 m 3/s pour la période 1901 - 1960, se trouve renforcé par rapport à celui de Trèves de 30 m 3/s environ, véhiculés par les petits affluents de rive gauche et de rive droite, issus pour la plupart de petits bassins montagnards bien arrosés de l'Eifel et du Hunsrück.

Certes, à l'exception de la Kyll fournissant près de 10 m 3/s, les apports de ces cours d'eau sont modestes : 4 m 3/s pour la Lieser, 2 m3/s pour la Salm et l'Elz Bach, 1,5 m 3/s pour la Ruwer, 1 m 3/s pour le Flaum Bach...., mais ils contribuent à accroître le module final de la Moselle à l'aval.

5. - Abondance absolue honorable de la Moselle inférieure

Entre Cochem, dernière station de jaugeage, et la confluence du cours d'eau avec le Rhin à Coblence, le module normal de la Moselle n'augmente plus que de quelques mètres cubes ; il atteindrait 307 m 3/s selon M. Pardé (1968) et 305 m3/s d'après nos propres estimations, pour une superficie totale de 28 230 km^2.

Le plus gros affluent du Rhin est sans conteste l'Aar qui avec ses 560 m3/s dépasse au confluent le collecteur principal roulant 440 m 3/s, mais la Moselle se place au second rang des tributaires pour l'abondance

absolue, puisque le module moyen du Main pour 27 395 km^2 n'est que 188 m3/s (Deuxième Partie - Chapitre VI).

L'abondance honorable de la Moselle ressort clairement d'une comparaison avec divers cours d'eau océaniques ou continentaux aux bassins sensiblement équivalents ou plus spacieux. La Weser à Intschede n'écoule que 292 m 3/s en moyenne pour 40 400 km2, la Seine à Paris 290 m3/s pour 44 300km2, et la Meuse à Maestricht, à la frontière néerlandaise, 293 m 3/s pour un bassin supérieur de peu à celui de la Moselle. Le module global de la Loire et de l'Allier, après leur confluence, n'atteint que 320 m3/s pour 32 700km2. Toutefois, l'abondance absolue de la Saône et de la Dordogne est nettement plus élevée que celle de la Moselle, compte tenu de la superficie de leurs bassins, soit respectivement 430 m3/s pour 29 900 km2 et 360 m 3/s pour 23 880 km2.

L'abondance absolue de la Moselle à l'issue de son bassin est ainsi plus que moyenne, elle tient à une abondance spécifique, elle-même fort honorable pour un cours d'eau océanique.

B. - Une abondance spécifique modérée mais fort variée

Pour mener à bien cette analyse des variations spatiales de l'abondance spécifique, on a utilisé les valeurs réelles mais ajustées des modules globaux relatifs ou mieux spécifiques, de préférence aux résultats d'évaluations géographiques ou d'extrapolations approchées. On a adopté, d'autre part, la terminologie particulière utilisée par M. Pardé pour caractériser les valeurs de l'abondance spécifique (1932 et 1942).

Les modules spécifiques varient considérablement dans chaque domaine hydrologique et dans chaque bassin, en raison de l'interaction particulière des divers facteurs géophysiques de l'écoulement:
facteurs géomorphologiques et morphométriques, lithologiques et pédologiques, thermiques et pluviométriques, bio-géographiques enfin. M. Pardé (1964c) a

fort justement souligné que les débits spécifiques reproduisent le sens des inégalités pluviales d'un bassin, en les exagérant sensiblement suivant des fonctions exponentielles.

L'abondance spécifique est forte ou du moins assez forte dans les secteurs montagnards du bassin de la Moselle ; elle n'est que moyenne, par contre,sur le Plateau Lorrain (fig. 43). L'abondance spécifique du collecteur principal diminue régulièrement de l'amont à l'aval, mais cette décroissance est légèrement atténuées à l'aval. Au total, le module spécifique global de la Moselle est modéré, il est toutefois supérieur à celui de maints cours d'eau des régions tempérées océaniques ou continentales.

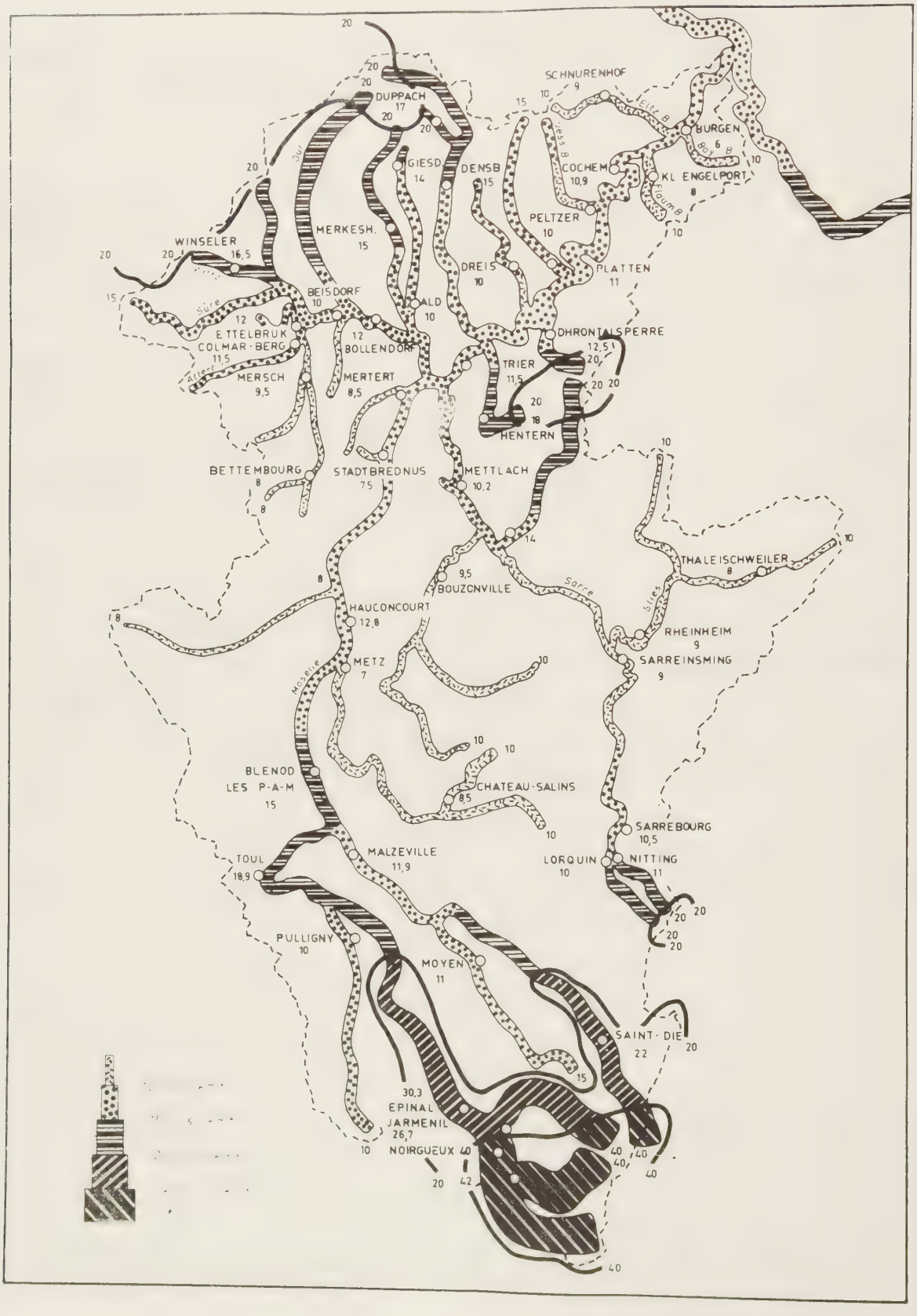
1. - Abondance spécifique forte ou assez forte en moyenne montagne

Dans les bassins les plus élevés de la montagne vosgienne, les valeurs des modules spécifiques sont fortes et proches ou parfois même supérieures à 40 l/s/km2 : 42 l/s/km2 à Zainvillers sur la Moselotte inférieure pour 187 km2, 40 l/s/km2 à Noirgueux sur la Moselle supérieure pour 621 km2.(1) Les modules spécifiques dépassent également selon toute vraisemblance 40 l/s/km2 sur la Vologne supérieure et sur la haute Meurthe, mais, faute de données pluviométriques sûres, il serait présomptueux d'effectuer des évaluations géographiques. Cette abondance spécifique élevée tient, on s'en doute, aux fortes précipitations liquides et solides sur le massif vosgien, alors que les températures relativement basses en milieu océanique de montagne freinent l'évapotranspiration.

De telles valeurs s'apparentent assez bien à celles des nombreux cours d'eau de moyenne montagne océanique : Maronne, Cère et Dordogne supérieure dans le secteur occidental du Massif Central, Ain, Valserine et Bienne dans le Jura, alors que l'abondance spécifique s'élève fréquemment jusqu'à 70 ou 80 l/s/km2 en France dans les bassins de haute montagne tempérée, des hautes Alpes et des Pyrénées centrales notamment.

(1) L'abondance spécifique s'est ainsi élevée à 43,6 l/s/km2 sur la Moselle supérieure à la nouvelle station de Rupt (153 km2) pour la très brève période 1968-1969.

FIG.43 ABONDANCE MOYENNE SPECIFIQUE DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS (l/s/km2).



En Forêt Noire également, selon les calculs de W. Wundt (1949), maints petits cours d'eau écoulent plus de 40 l/s/km2 pour des surfaces couvrant quelques dizaines de km2 ; la Wehra supérieure à Todtmoos débite ainsi en moyenne 44 l/s/km2 pour un bassin de 38,6 km2. Les modules spécifiques dépassent même 50 l/s/km2 dans de petits bassins sommitaux et particulièrement exposés au effluves océaniques ; la Wiese à Todtnau véhicule bon an mal an 53,2 l/s/km2 pour un bassin de 18,9 km2. Des valeurs aussi fortes ne sont pas à exclure pour des bassins élémentaires du versant occidental tant dans les Vosges centrales que méridionales.

L'abondance spécifique reste assez forte et généralement supérieure à 20 l/s/km2 dans les bassins vosgiens plus vastes et recevant de ce fait des lames d'eau moyennes moins abondantes. Le module spécifique de la Vologne s'élève encore à 26,7 l/s/km2 pour 366 km2; mais à Epinal, à l'aval de la confluence, la Moselle influencée par la forte abondance d'amont, écoule 30,3 l/s/km2 pour 1215 km2, valeur donc assez remarquable. De même, l'abondance spécifique de la Meurthe supérieure à Saint-Dié est voisine de 25 l/s/km2 pour un bassin de 374 km2.

Ainsi, les modules spécifiques des cours d'eau vosgiens sont élevés et supérieurs à 20 l s/km2, valeur qui doit caractériser également la Sarre Blanche et la Sarre dans leur cours supérieur.

A l'aval, dans le bassin de la Moselle, de nombreux cours d'eau possèdent une abondance assez forte, du moins dans les secteurs montagneux de l'Ardenne, de l'Eifel et du Hünsrück (W. Wundt, 1958). Les modules spécifiques sont voisins de 15 l/s km2 : 18 l/s/km2 à Hentern sur la Ruwer pour 102 km2, 16,5 l/s/km2 à Winseler sur la Wiltz pour 100 km2, 15 l/s/km2 à Merkeshausen sur la Prüm pour 319 km2 et à Densborn sur la Kyll pour 468 km2, 14 l/s/km2 à Nalbach sur la Prims pour 725 km2,12,5 l/s/km2 à Dhrontalsperre sur la Kleine Dhron pour 126 km2.

Cette abondance est sensiblement égale à celle de petits affluents de la Lahn supérieure dans le massif du Taunus (F. Tichy, 1951 - R. Her-

mann, 1965). Il faut cependant signaler que les modules spécifiques de la Lesse et de l'Ourthe supérieures, coulant sur le versant occidental de l'Ardenne plus arrosé, sont nettement plus élevés (J. Vereerstraeten , 1952 et 1968).

Certains petits affluents du Nord-Est de l'Eifel et du Hunsrück, aux bassins abrités et par là même faiblement arrosés, n'ont toutefois qu'une abondance spécifique très moyenne : 9 l/s/km2 à Schnürenhof sur l'Elz Bach pour 146 km2, 8 l/s/km2 à Kloster Engelport sur le Flaum Bach pour 115 km2 et 6 l/s/km2 à Bürgen sur le Bay Bach pour 106 km2. Ces valeurs inférieures à 10 l/s/km2 sont caractéristiques, en fait, de l'abondance fluviale spécifique sur le Plateau Lorrain.

2. - Abondance spécifique seulement moyenne sur le Plateau Lorrain

Sur l'ensemble du Plateau Lorrain, y compris le bassin de Luxembourg - Trèves, le Pfälzer Bergland et la majeure partie du Pfälzer Wald, les modules spécifiques sont seulement modérés et parfois médiocres ; ils avoisinent 10 l/s/km2, par suite des conditions pluviométriques et thermiques propres au bassin moyen de la Moselle. Les précipitations annuelles sont généralement moyennes et les températures moyennes sont sensiblement plus élevées qu'en montagne.

Il convient pourtant d'introduire des nuances entre les bassins. L'abondance spécifique dépasse 10 l/s/km2 dans les bassins comportant un secteur montagneux ou du moins élevé et mieux arrosé à l'amont. La Meurthe à Malzéville écoule ainsi en moyenne 11,9 l/s/km2 pour un bassin de 2 930 km2, la Mortagne à Moyen 11 l/s/km2 pour 482 km2, la Sûre à Bollendorf 12 l/s/km2 pour 3 285 km2, l'Attert à Colmar-Berg 11,5 l/skm2 pour 297 km2, la Sarre à Mettlach 10,2 l/s/km2 pour 7 319 km2, la Lieser à Platten 11 l/s/km2 pour 378 km2.

Les cours d'eau dont les bassins sont entièrement situés sur le Plateau Lorrain ont une abondance plus faible, égale ou inférieure à 10 l/s/km2

10 l/s/km2 à Pulligny sur le Madon pour 940 km2, à Bouzonville sur la Nied pour 1 160 km2, à Dreis sur la Salm pour 187 km2 et à Peltzerhaus sur l'Uess Bach pour 176 km2, 9 l/skm2 à Reinheim sur la Blies pour 1 799 km2. Dans certains bassins, particulièrement bien abrités par un relief de côte, les modules spécifiques peuvent encore s'abaisser davantage ; la Syre à Mertert n'écoule que 8,5 l/s/km2 pour 188 km2, l'Orne à Rosselange 8 l/s/km2 pour 1 284 km2 et la Seille, à l'issue de son bassin, 7 l/s/km2 pour 1280 km2 (Y. L'Hote, 1968).

Cette abondance très moyenne des affluents du Plateau Lorrain est loin de compenser l'atténuation progressive de l'influence de la montagne vosgienne tout au long du cours de la Moselle moyenne.

3.- Décroissance continue mais légèrement atténuée vers l'aval de l'abondance spécifique de la Moselle

La décroissance régulière de l'abondance spécifique de la Moselle d'amont en aval, liée de toute évidence à une diminution sensible des précipitations du massif vosgien au Plateau Lorrain, est tout à fait classique, à la réserve que le module du cours d'eau reste soutenu en aval grâce à l'apport des affluents issus de l'Ardenne, de l'Eifel et du Hunsrück.

L'influence montagnarde d'amont s'atténue progressivement sur le cours moyen de la Moselle. Le module spécifique passe ainsi de 40 l/s/km2 à Noirgueux pour 621 km2 à 30,3 l/s/km2 à Epinal pour 1 215 km2, à 18,9 l/s/km2 à Toul pour 3 350 km2, à 15 l/s/km2 à Blénod pour 6 930 et à 12,8 l/s/km2 à Hauconcourt pour 9 400 km2. L'abondance spécifique de la Moselle à Toul est donc largement supérieure à celle du Loing à l'issue d'un bassin de superficie comparable : 6,2 l/s/km2 pour 4 620 km2 et voisine de celle du Tarn à Albi : 19, 1 l/s/km2 pour 4 700 km2. Mais le module spécifique du cours d'eau à Blénod est sensiblement plus faible que celui du Doubs à l'aval : 22 l/s/km2 pour 7 720 km2. Le module à Hauconcourt, enfin, est beaucoup plus élevé que celui de la Seine à Montereau : 6,5 l/s/km2 pour 11 000 km2.

La Moselle écoule encore à Trèves 11,5 l/s/km2 pour 23 857 km2 et 10,9 l/s/km2 à Cochem pour 27 100 km2, alors que le Maine, par exemple, ne débite que 6,2 l/s/km2 pour 21 300 km2. Cette décroissance légèrement atténuée sur le cours inférieur est liée à une recrudescence de l'abondance, du moins pour certains affluents tels la Sûre, la Ruwer, la Kyll. De Cochem à Coblence, le module spécifique de la Moselle ne varie pratiquement plus, il passe effectivement de 10,9 à 10,8 l/s/km2.

Au total, la décroissance de l'abondance spécifique de la Moselle de l'amont à l'aval n'est que modérée, de l'ordre de 75 % environ, alors qu'elle atteint plus de 80 % pour la Garonne et plus de 85 % pour la Loire. L'ultime influence montagnarde dans le bassin inférieur, même limitée, n'est pas étrangère à ce fait original.

4. - Abondance spécifique modérée de la Moselle inférieure

L'abondance spécifique de la Moselle à Cochem ou à Coblence apparaît comme modérée, mais honorable cependant si on la compare à celle d'autres cours d'eau des régions tempérées océaniques ou continentales, à surfaces réceptrices équivalentes.

Le module spécifique de la Moselle est, certes, inférieur à celui de nombreux cours d'eau soumis à une influence montagnarde marquée : 12,9 l/s/km2 à Agen sur la Garonne moyenne pour 34 900 km2, 14,4 l/s/km2 sur la Saône à l'aval pour 29 900 km2, 13,8 l/s/km2 à Visé sur la Meuse pour 20 802 km2 (J. Vereerstraeten, 1952), mais il dépasse largement les valeurs enregistrées sur divers cours d'eau océaniques de régions de plaines et de plateaux.

La Seine à Vitry écoule en moyenne 6,2 l/s/km2 pour 31 300 km2 et 6,5 l/s/km2 à Paris pour 44 300 km2, l'Oise, en amont de la confluence de l'Aisn 6,1 l/s/km2 pour 17 200 km2. Le module spécifique de la Loire, à l'aval de la confluence de l'Allier, n'atteint que 9,8 l/s/km2 pour 32 700 km2, celui de la Vienne et de la Charente à l'aval 10 l/s/km2 pour respectivement 21 00 et 10 000 km2 (J. Pinard, 1965b et 1966). La Weser, quant à elle, ne débite en moye que 7,7 l/s/km2 à l'issue des 40 400 km2 de son bassin.

Le module de la Moselle est également supérieur à celui des cours d'eau d'Europe centrale et orientale sans influence montagnarde nette : 5,4 l/s/km2 pour la Tisza, 4,9 l/s/km2 pour l'Elbe, 5,3 l/s/km2 pour l'Oder et 5,1 l/skm2 pour la Vistule.

Hormis l'Aar, affluent du Rhin alpin, dont le module spécifique est de 31,6 l/s/km2, aucun affluent du fleuve spécialement dans le cours moyen et inférieur, ne possède une abondance spécifique et absolue aussi élevée que celle de la Moselle. Le Main n'écoule ainsi à sa confluence que 6,9 l/s/km2 pour un bassin à peu près aussi étendu (27.395 km2).

Il convient maintenant d'expliquer les variations dans l'espace des modules spécifiques de la Moselle et de ses principaux affluents par une analyse détaillée des bilans de l'écoulement.

II. - Le bilan moyen annuel de l'écoulement Ses nuances régionales.

L'étude du bilan moyen annuel de l'écoulement, portant sur une plus ou moins longue suite d'années, et s'opposant par là même au bilan annuel particulier, permet à l'échelle d'un bassin fluvial donné d'expliciter plusieurs éléments caractéristiques de l'écoulement : la lame d'eau moyenne annuelle effectivement écoulée (P' en mm) ou indice moyen annuel de l'écoulement, le déficit moyen annuel de l'écoulement (D en mm), soit la différence entre la tranche d'eau précipitée en moyenne sur le bassin (P en mm) et la lame d'eau moyenne écoulée, enfin le coefficient ou quotient moyen annuel de l'écoulement (C), soit le rapport entre la lame d'eau moyenne annuelle écoulée et la tranche d'eau moyenne annuelle précipitée.

Coefficient moyen annuel de l'écoulement et déficit moyen annuel de l'écoulement recouvrent tous deux une même réalité hydrologique, la perte

à l'écoulement subie par les précipitations (1).

Les divers facteurs géophysiques propres à un bassin fluvial contribuent à expliquer les valeurs du déficit et du coefficient de l'écoulement mais ils jouent évidemment en sens inverse selon le cas : nature, conformation et altitude du relief et son influence sur les températures et les précipitations, abondance pluviale, répartition saisonnière des températures et des précipitations, fréquence et intensité des précipitations, action du couvert végétal permanent ou saisonnier (2). Ce sont ces conditions de l'alimentation et de l'écoulement fluvial qui ont été envisagées tout au long de la première partie de ce travail.

Dans l'établissement du bilan annuel global de l'écoulement on peut toutefois faire abstraction des facteurs lithologiques et pédologiques, car les ressources en eaux souterraines accumulées, ou réserve hydrologique, et restituées par les nappes au cours de l'année hydrologique s'équilibrent à peu près si l'on considère une longue série d'année (3). Ces facteurs, par

---

(1) La faveur dont jouit parfois le déficit d'écoulement tient au fait que, dans un domaine hydrologique déterminé, cette perte à l'écoulement varie beaucoup moins d'un cours d'eau à l'autre que le coefficient d'écoulement, qui reflète cependant mieux les conditions naturelles du bassin.

(2) R. Lambert (1968) a tenté, à partir d'un petit bassin lithologiquement homogène, d'analyser quotidiennement les différents éléments du bilan de l'écoulement et de mettre en évidence l'existence de seuils hydrologiques séparant les périodes de ruissellement direct et d'écoulement subsuperficiel. Toute séduisante qu'elle soit, cette méthode n'est évidemment pas applicable à un vaste bassin, aux sols très diversifiés. Elle ignore, de plus, le rôle fondamental des facteurs climatiques et biogéographiques dans l'écoulement.

(3) Le bilan d'écoulement ainsi conçu diffère quelque peu du "bilan hydrique" établi par les climatologues, les agronomes ou les forestiers qui font intervenir la réserve en eau du sol stricto sensu (P. Fontaine, 1964 - P. Caspar et J. Duclay, 1964-P. Pédelaborde, 1968a). Cette réserve dite agricole, différente de la réserve hydrologique, et de la réserve "intouchable" formée par l'eau de rétention spécifique, ne profite pas à l'écoulement fluvial puisqu'elle est absorbée par les racines des plantes et transpirée ; elle est soumise, de plus, dans les horizons supérieurs du sol à l'évaporation physique.

contre, peuvent fausser gravement le bilan d'années particulières. Le déficit moyen annuel de l'écoulement équivaut donc en définitive à l'évapotranspiration moyenne annuelle, c'est-à-dire à l'évaporation physique au sol, sur les surfaces d'eau, au niveau du couvert végétal où intervient le phénomène d'interception, et à la transpiration des plantes, valeurs qu'il a été impossible de chiffrer séparément (Première partie - Chapitre IV)

L'étude du bilan moyen annuel de l'écoulement pour l'ensemble du bassin mosellan et pour ses divers secteurs suppose le choix préalable d'une année hydrologique moyenne de référence.

A. - Le choix délicat de l'année hydrologique

Divers choix sont possibles dans un domaine hydrologique donné en ce qui concerne l'année hydrologique, différente souvent de l'année légale ou astronomique, et la meilleure année hydrologique n'est pas nécessairement la même pour deux cours d'eau voisins de régime apparemment similaire. On retiendra pour la Moselle, en justifiant ce choix, l'année de novembre à octobre adoptée depuis fort longtemps par les hydrologues allemands.

1. - Divers choix possibles en milieu tempéré océanique

Plusieurs critères peuvent être retenus pour l'adoption d'une année hydrologique, des critères géophysiques ou géographiques d'une part, des critères statistiques d'autre part.

Traditionnellement, les hydrologues tiennent compte avant tout de la mise en réserve des eaux souterraines et de leur restition aux cours d'eau (M. Pardé, 1964c). L'année hydrologique doit servir, en effet, de cadre aussi bien à l'analyse des bilans annuels particuliers de l'écoulement, pour lesquels la réserve hydrologique est à prendre en considération, qu'à celle du bilan moyen annuel. Différentes coupures ont été proposées en milieu tempéré océanique avec ou sans tendance continentale.

L'année hydrologique débutant à la fin de la saison d'indigence fluviale, donc à la fin de la saison chaude, en octobre ou en novembre suivant les régions, semble à priori satisfaisante pour les cours d'eau à régime pluvia ou pluvio-nival, car les accumulations en eaux souterraines et donc leur restitution ultérieure à l'écoulement superficiel sont les plus semblables chaque année à cette date, du moins si les volumes d'eau mis en jeu sont modestes ou limités, ce qui est le cas pour la Moselle. Les réserves constituées tant en saison froide que d'ailleurs en saison chaude sont alors presque épuisées et leur réalimentation n'est pas encore commencée.

A. Coutagne (1954) a cependant montré que, malgré ce choix théoriquement justifié, les calculs de certains bilans annuels particuliers peuvent être pas nettement meilleurs que dans le cadre de l'année astronomique, par exemple pour la Tamise ou la Weser.

Aussi A. Coutagne a-t-il conçu la possibilité de faire commencer l'année hydrologique en milieu tempéré océanique à la fin de la saison d'abondance fluviale, donc à la fin de la saison froide lorsque les précipitations ont en général reconstitué le stock des nappes, c'est à dire en avril ou mai suivant le cas. Ce choix serait particulièrement valable pour de nombreux bassins océaniques ayant une assez grande capacité d'accumulation en eaux souterraines.

Le débat reste en fait largement ouvert, il semble bien qu'il s'agisse de cas d'espèce et que l'année astronomique ne soit pas forcément à rejeter. Selon M. Pardé (1964c), la meilleure ou, plus exactement, la moins mauvaise année hydrologique est en définitive celle au cours de laquelle le bilan particulier tend à s'écarter le moins d'une relation moyenne entre les précipitations particulières et les débits contemporains. Ceci implique de prendre en compte certes les réserves en eau, mais également le phénomène d'évapotranspiration. L'année hydrologique ne saurait donc être foncièrement différente de l'année climatique caractérisée dans le bassin de la Moselle par la succession de deux saisons thermiques fondamentales.

Une autre conception de l'année hydrologique a été émise récemment et elle recoupe partiellement, du moins, la conception traditionnelle. Selon les statisticiens, l'année hydrologique moyenne la meilleure est celle qui permet la distribution la plus régulière des modules particuliers.

Sans aborder ici le problème des variations dans le temps des modules particuliers et de leur analyse fondée sur les fréquences partielles et la construction d'histogrammes représentatifs, il faut déjà signaler que P. Bois (1967 et 1968a)a pu montrer, à partir de l'exemple de la Moselle à Cochem, que le choix de l'origine de l'année hydrologique a une grande influence sur l'allure de la distribution statistique des modules particuliers.

L'auteur a considéré 4 séries de modules commençant respectivement en janvier, en mai, en août et en novembre. Si l'année débute en mai et en août, la distribution des modules est légèrement irrégulière et dissymétrique ; par contre avec novembre pour le début de l'année, la distribution est presque régulière et symétrique et on l'obtient encore meilleure si l'on prend janvier comme origine.

Or, le mois de janvier, situé au coeur de la saison froide, ne saurait convenir comme début de l'année hydrologique selon le critère des meilleurs bilans. L'étude statistique de P. Bois confirme ainsi notre choix d'une année hydrologique commençant en novembre, choix fondé sur des critères exclusivement géographiques.

2. - Année hydrologique de novembre à octobre

La détermination de l'année hydrologique doit donc tenir compte des trois principaux facteurs des débits fluviaux que sont l'accumulation en eaux souterraines, assez faible au total dans le bassin de la Moselle (Première Partie - Chapitre II), leur restitution et surtout l'évapotranspiration, entrainant une réduction marquée de l'écoulement en saison chaude.

Dans le cas du bassin de la Moselle, à climat océanique de tran-

sition, à tendance continentale ou nettement froid dans les secteurs montagnards, la distinction de deux saisons thermiques est fondamentale et plus impérative que pour les cours d'eau véritablement océaniques, tels la Seine. La meilleure année hydrologique doit débuter, à notre sens, à la fin de la période de basses eaux, donc à la fin de la saison chaude, en octobre-novembre. Par souci de simplification et afin de permettre une utilisation plus aisée de la documentation hydrologique établie à l'échelle mensuelle, on a adopté l'année retenue par les hydrologues allemands, courant du 1er novembre au 31 octobre.

Cette année hydrologique recouvre ainsi parfaitement l'année climatique définie précédemment (Première Partie - Chapitre III) et composée d'une saison froide (novembre-avril) et d'une saison chaude (mai-octobre) étroitement liées.

En saison froide, les réserves hydrologiques se reconstituent assez rapidement par suite du rôle réduit de l'interception et des plus grandes possibilités de l'infiltration (1). Cependant, au cours de cette saison où l'influence de l'évapotranspiration est en général mineure, les apports en eaux souterraines à l'écoulement fluvial sont modestes en pourcentage si on les compare aux débits fournis directement par les précipitations.

En saison chaude, les réserves en eaux souterraines, réalimentées dès octobre-novembre, ne sont pas sensiblement plus fortes qu'en saison froide, mais leurs apports à l'écoulement superficiel, bien que limités vu la faible capacité des nappes dans le bassin, représentant en pourcentage des valeurs pas trop faibles à côté de celles des débits dûs aux précipitations. En effet,

(1) D'après les calculs de P. Fontaine (1964) portant sur une longue suite d'années, les précipitations de septembre à mai dans le bassin supérieur de la Moselle, d'octobre à avril dans le bassin moyen sont efficaces en ce sens que, nettement supérieures à la lame d'eau évapotranspirée, elles permettent la reconstitution à la fois des réserves hydrologiques et des réserves agricoles.

lors des mois d'été, les précipitations s'évaporent pour une grande part, au sol et au niveau du couvert végétal, ou sont transpirées par la végétation après une infiltration toute temporaire ; elles ne profitent donc pas ou peu à l'écoulement fluvial.

Des corrélations systématiques entre précipitations et écoulement contemporain pour une série d'années particulières devraient permettre de confirmer ce choix, mais il n'a pas été possible d'établir, on le verra, de telles corrélations pour la Moselle à Cochem, par exemple, faute de données précises relatives aux précipitations particulières pour l'ensemble du bassin.

Les limites proposées pour l'année hydrologique ne sont évidemment qu'approximatives, elles sont légèrement différentes en année moyenne pour les bassins de montagne et de plaine. De plus, elles varient, tout comme celles des deux saisons hydrologiques, considérablement d'une année à l'au Il nous semble néanmoins qu'elles peuvent être retenues aussi bien pour l'étude des bilans annuels particuliers que pour celle du bilan moyen annuel de l'écoulement.

B. - Le bilan moyen annuel d'ensemble

Avant de dégager les nuances régionales du bilan de l'écoulement, dûes à une relative diversité des facteurs géophysiques, il paraît logique d'envisager, tout d'abord, le bilan global du bassin de la Moselle à partir de la station de Cochem. Le bilan moyen annuel du cours d'eau sera comparé par ailleurs à celui de plusieurs cours d'eau océaniques français soumis ou non à une influence montagnarde.

1. - Bilan moyen annuel de la Moselle à Cochem

A la station de Cochem, le bilan moyen annuel de la Moselle a pu être établi pour la longue période 1901-1960 (tableau XXXIV). Il est donc de beaucoup le plus significatif et les éléments du bilan seraient peu différents à l'issue du bassin, à Coblence.

TABLEAU XXXIV

BILANS MOYENS ANNUELS DE L'ECOULEMENT POUR LA MOSELLE ET SES PRINCIPAUX AFFLUENTS

	Cours d'eau	Station de jaugeage	S Km 2	P mm	P' mm	D mm	C	q I/S/Km2	Q m3/s	Période de référence
BASSINS DE MOYENNE MORTAGNE	Vologne	Jarménil	366	1 390	845	545	0,63	26,7	9,8	1963-67
	Prüm	Merkeshausen	319	863	459	404	0,54	14,6	4,6	1959-63
	Ruwer	Hentern	102	891	505	484	0,56	16,0	1,3	1961-64
	Kyll	Densborn	468	864	416	448	0,48	13,2	6,2	1960-64
	Kleine Dhron	Dhrontalsperre	126	909	379	530	0,41	12,3	1,5	1946-60
BASSINS DU PLATEAU LORRAIN	Madon	Pulligny	940	783	339	444	0,43	10,5	10,0	1965-68
	Meurthe	Malzéville	2 930	938	379	559	0,40	11,9	35,1	1960-68
	Mortagne	Moyen	482	923	393	530	0,42	12,4	6,0	1964-68
	Sûre	Bollendorf	3 285	901	355	546	0,39	11,1	37,0	1959-63
	Nims	Alsdorf	266	829	297	532	0,36	9,4	2,5	1957-60
	Sarre	Sarreinsming	1 759	825	322	503	0,39	10,1	17,9	1964-68
	Sarre	Mettlach	7 139	805	322	483	0,40	10,2	73,0	1946-60
	Schwarz Bach	Thaleschweiler	377	844	268	576	0,31	8,4	3,2	1958-62
	Nied	Bouzonville	1 160	750	315	445	0,42	10,0	11,4	1965-68
	Salm	Dreis	187	778	288	490	0,38	9,2	1,7	1960-64
	Lieser	Platten	378	765	328	437	0,42	10,4	3,9	1958-62
	Uess Bach	Peltzerhaus	176	741	300	441	0,40	9,4	1,6	1957-60
	Flaum Bach	Kloster Engelport	115	646	220	426	0,35	6,9	0,8	1957-60
	Elz Bach	Schnürenhof	146	745	255	490	0,37	8,0	1,1	1956-60
	Bay Bach	Bürgen	106	604	161	443	0,26	5,0	0,5	1959-63
MOSELLE	Moselle	Noirgueux	621	1 689	1 266	423	0,75	40,0	24,8	1962-68
	Moselle	Epinal	1 215	1 517	961	556	0,63	30,3	36,9	1952-68
	Moselle	Toul	3 350	1 067	598	469	0,56	18,9	63,5	1960-68
	Moselle	Hauconcourt	9 400	905	405	500	0,45	12,8	120,0	1956-68
	Moselle	Cochem	27 100	808	344	464	0,42	10,9	298,0	1901-60

S : Surface réceptrice - P : Tranche d'eau précipitée en moyenne annuelle. -
P': Lame d'eau écoulée en moyenne annuelle. - D = P - P' : Déficit moyen annuel de l'écoulement -
$C = \frac{P'}{P}$; Quotient ou coefficient moyen annuel de l'écoulement. - q : Module spécifique. - Q : Module absolu ou brut.

La tranche d'eau moyenne annuelle précipitée sur les 27 100 km2 du bassin (P) a été estimée à 808 mm pour la période 1891-1930 ; ce "module pluviométrique" diffère peu, on le sait, de celui de la période 1931-1960 et l'on peut considérer cette valeur approchée comme caractéristique de la normale 1901 - 1960 pour laquelle on possède des débits, la marge d'erreur n'excédant pas 5 %,ce qui est tout à fait acceptable.

L'indice moyen annuel de l'écoulement (P') pour l'ensemble du bassin à Cochem peut être aisément calculé à partir du module spécifique connu du cours d'eau :

$P' = q \times 31{,}5576 = 10{,}9 \times 31{,}5576 = 344$ mm (1)

Le déficit moyen annuel de l'écoulement (D) se déduit dès lors facilement :

$D = P - P' = 808$ mm - 344 mm = 464 mm

Ce résultat s'écarte peu de la valeur proposée par M. Pardé (1964c)et établie à partir de l'estimation des précipitations par M. Von Tein, soit 430 mm.

Le coefficient moyen de l'écoulement (C), autre élément géographique du bilan atteint une valeur modérée :

$C = \frac{P'}{P} = \frac{344}{808} = 42$ %, peu éloignée de celle proposée par M. Pardé, soit 45 %.

Le coefficient d'écoulement de la Moselle est sensiblement plus élevé que celui de la majorité des cours d'eau océaniques, par suite d'une influence montagnarde à l'aval et surtout à l'amont du bassin.

2. - Comparaison avec les bilans moyens annuels de de quelques cours d'eau océaniques français

Monsieur M. Pardé nous a aimablement communiqué les bilans approximatifs annuels des principaux cours d'eau français et de leurs affluents établis par ses soins ; les bilans pour les branches maîtresses du réseau ligérien ont d'ailleurs été publiés récemment (M. Pardé, 1964c).Il s'agit

(1) 31,5576 est le multiplicateur de débits pour une longue période comportant une année bissextile sur 4, ce qui est le cas de la série 1901-1960.

là d'une documentation inestimable qui permet des comparaisons fort instructives (tableau XXXV).

Les cours d'eau océaniques soumis à une nette influence montagnarde, tels la Dordogne à l'aval, la Saône à l'aval, la Garonne à Agen, possèdent un bilan moyen annuel quelque peu différent de celui de la Moselle. Du fait de précipitations moyennes annuelles largement supérieures, comprises entre 900 et 1 000 mm, et de températures atmosphériques annuelles plus basses, les indices moyens d'écoulement, voisins de 500 mm, et surtout les coefficients moyens d'écoulement, dépassant 50%, sont nettement plus élevés que dans le cas de la Moselle, à surfaces réceptrices à peu près équivalentes. Les modules spécifiques et absolus sont en conséquence proportionnellement plus abondants.

Pour les cours d'eau océaniques des régions exclusivement de plaines ou de plateaux, tels la Seine à Vitry ou le Maine à l'aval, les éléments du bilan de l'écoulement diffèrent également. Les tranches d'eau moyennes annuelles précipitées excèdent rarement 700 mm, alors que les températures annuelles sont légèrement plus élevées. Ceci explique que les indices moyens annuels de l'écoulement soient plus faibles, atteignant à peine 200 mm, que les coefficients moyens annuels de l'écoulement soient moins élevés et ne dépassent que rarement 30 %, que les modules spécifiques et absolus soient plus médiocres (1). Seul le bilan de la Vienne inférieure semble présenter quelques similitudes avec celui de la Moselle, pour un bassin moins vaste, il est vrai.

La valeur du coefficient d'écoulement dans le bassin de la Moselle est, d'autre part, également supérieure à celle enregistrée dans

---

(1) Il est à remarquer que pour l'ensemble des cours d'eau océaniques, soumis ou non à une influence montagnarde, les déficits moyens annuels de l'écoulement revêtent une moins grande signification que les indices d'écoulement ils varient de 430 à 550 mm (M. Pardé, 1964c) pour des bassins n'excédant pas 40 000 km2. Le déficit propre à chaque bassin est dû au rôle local des facteurs géophysiques.

TABLEAU XXXV

BILANS MOYENS ANNUELS DE L'ECOULEMENT APPROXIMATIFS
POUR QUELQUES COURS D'EAU OCEANIQUES FRANÇAIS (1)

Cours d'eau	S Km 2	P mm	P' mm	D = P-P' mm	C = $\frac{P'}{P}$	q l/s/km2	Q m 3/s
BASSINS PARTIELLEMENT MONTAGNARDS							
Tarn à Albi	4 700	1 030	603	427	0,58	19,1	90
Tarn - aval	15 700	930	462	468	0,49	14,6	230
Lot à Cahors	9 170	980	481	499	0,49	15,3	140
Vézère-aval	3 700	1 060	552	508	0,52	17,5	65
Dordogne-aval	23 880	980	475	505	0,48	15,2	360
Garonne à Agen	34 900	900	467	483	0,45	12,9	450
Saône à Auxonne	8 900	950	431	519	0,45	13,7	122
Saône - aval	29 900	960	453	507	0,47	14,4	430
BASSINS DE REGION DE PLATEAUX							
Loire-aval de la confluence de l'Allier	32 700	836	308	526	0,37	9,8	320
Vienne-aval	21 000	830	315	515	0,38	10,0	210
Maine-aval	21 300	675	192	483	0,28	6,2	130
Seine à Vitry	31 300	695	195	500	0,28	6,2	195
Seine à Paris	44 300	700	206	494	0,29	6,5	290
Oise - amont de la confluence de l'Aisne	17 200	660	192	468	0,29	6,1	105
Marne-aval	13 700	725	218	507	0,30	6,9	95

(1) D'après les évaluations de M. Pardé.

la plupart des bassins de l'Europe centrale et orientale : 28% pour le Main, 26 % pour l'Elbe et pour la Vistule, 24 % pour l'Oder.

Ainsi,de par les caractéristiques propres de son bilan, la Moselle se différencie à la fois des cours d'eau océaniques fortement marqués par une influence montagnarde, des cours d'eau océaniques des régions de plaines et de plateaux et des cours d'eau du domaine véritablement continental. L'influence de la montagne, d'ordre pluviométrique et thermique, est prédominante dans le secteur amont de son bassin, secondaire mais non négligeable dans le secteur aval, ainsi que le montre l'analyse des nuances régionales du bilan.

C. - Les nuances régionales du bilan moyen annuel de l'écoulement

L'établissement des bilans par bassins partiels a posé quelques difficultés, du fait de la non-concordance et de la brièveté des séries de débits disponibles en de nombreuses stations de jaugeage (Deuxième Partie - Chapitre Premier). En France, les bilans portent généralement sur la brève période 1964-1968, douée d'une assez forte hydraulicité on l'a vu, alors qu'en Allemagne ils correspondent le plus souvent à la courte suite d'années 1960-1964, caractérisée par une faible hydraulicité (Tableau XXXIII).

On a cependant jugé opportun de conserver les valeurs effectives de P, de D, de C, de q et de Q dans chaque bassin, même si cela ne facilite pas la comparaison des bilans propres aux régions de montagne et au Plateau Lorrain. Les éléments essentiels de ces bilans régionaux étant caractérisés, on précisera alors les variations du bilan de la Moselle tout au long de son cours.

1. - Bilans des bassins de moyenne montagne

On ne dispose que de peu de données chiffrées concernant le bilan de l'écoulement dans les bassins de moyenne montagne. Les bilans de la Vologne à Jarménil dans les Vosges centrales, de la haute Prüm à Merkeshausen et de la Kyll supérieure à Densborn dans le haut Eifel, de la Ruwer à Hentern

et de la Kleine Dhron à Dhrontalsperre dans le Hunsrück sont assez représentatifs de ce type.

L'indice moyen annuel de l'écoulement, dépassant 400 mm même dans les bassins les moins élevés, est souvent supérieur au déficit d'écoulement. Le coefficient moyen annuel de l'écoulement est assez fort, il est au minimum de 40 à 50 % et semble pouvoir atteindre 70 à 80 % dans de petits bassins des hautes Vosges. (1)

Ces valeurs, assez remarquables au total, s'expliquent aisément par une convergence des facteurs géophysiques favorisant l'écoulement direct en moyenne montagne : fortes pentes, abondances des précipitations, maximum pluviométrique en saison froide, basses températures annuelles et ceci malgré des possibilités d'infiltration non négligeables et le rôle important du couvert végétal permanent.

Le déficit moyen annuel de l'écoulement diffère assez peu, quant à lui, de celui qui caractérise les bassins du Plateau Lorrain, il oscille entre 400 et 550 mm. On a déjà souligné cette similitude des valeurs du déficit d'écoulement, donc de l'évapotranspiration moyenne annuelle entre les secteurs de montagne et de plateaux (Première Partie - Chapitre IV). Si l'interception est plus forte en montagne et par là même l'évaporation physique au niveau du couvert à dominante forestière, la transpiration ne doit pas être beaucoup plus active qu'en plaine, du fait des températures atmosphériques plus basses(2).

---

(1) Les éléments du bilan de la Wiltz à Winseler, dans la haute Ardenne, seraient du même ordre de grandeur, selon une publication du Ministère des Transports et de l'Electricité du Luxembourg (1958). Ils sont présentés toutefois sans référence à une période précise : 926 mm pour P, 499 mm pour P', 427 mm pour D et 54% pour C. Le coefficient d'écoulement est encore plus élevé dans certains bassins mieux arrosés du versant occidental du massif ardennais : 60 % pour la Semois et la Lesse (J. Vereerstraeten, 1952).

(2) Autrement dit, malgré des précipitations abondantes sur les bassins vosgiens, les déficits d'écoulement effectifs n'atteignent pas les valeurs limites calculées par W. Wundt, du fait des basses températures régnant en montagne.

2. - Bilans des bassins du Plateau Lorrain

La médiocre abondance spécifique des cours d'eau sur le Plateau Lorrain est dûe à des conditions d'alimentation et d'écoulement moins favorables qu'en montagne, que traduisent parfaitement les divers éléments des bilans fluviaux. Les tranches d'eau précipitées sur les bassins sont plus modestes et le maximum pluviométrique se situe généralement en saison chaude, période d'évapotranspiration maximale.

L'indice moyen annuel de l'écoulement, toujours inférieur au déficit d'écoulement, ne dépasse jamais 400 mm, il s'abaisse à moins de 200 mm dans les bassins très peu arrosés. Le coefficient moyen annuel de l'écoulement, compris entre 30 et 40%, est modéré sans plus.

Il convient pourtant d'introduire quelques nuances, d'autant que l'on possède de nombreuses données relatives à ces bilans. A l'issue de certains bassins assez vastes, le coefficient d'écoulement est parfois voisin de 40% ou même supérieur à ce chiffre. Tel est le cas de la Meurthe à Malzéville, de la Sûre à Bollendorf et de la Sarre à Mettlach. L'importance de l'écoulement dans ces bassins est liée à une influence montagnarde marquée à l'amont.

Par contre, le pourcentage des précipitations écoulées tombe au-dessous de 30 dans de petits bassins abrités et donc peu arrosés, comme celui du Bay Bach. C'est ce petit affluent de la Moselle inférieure qui possède, d'ailleurs, la plus faible abondance spécifique, soit 5 à 6 l/skm2.

3. - Variations du bilan de la Moselle de l'amont à l'aval

L'influence de la montagne, se marquant par des indices et des coefficients d'écoulement élevés, s'atténue progressivement tout au long du cours de la Moselle. Elle reste pourtant sensible jusqu'à l'aval, à Cochem, où l'abondance spécifique du cours d'eau est encore honorable, on l'a signalé.

Le bilan de la Moselle à Noirgueux est véritablement typique d'un bassin de moyenne montagne, bien plus que celui de la Vologne à Jarménil. Le coefficient moyen annuel de l'écoulement est exceptionnellement élevé, il atteint 75 %. A Epinal, l'influence vosgienne est encore nette et le coefficient d'écoulement dépasse 60 %, soit une valeur plus forte que pour la Dordogne à Bort (58 %) ou la Cère à l'aval (57 %), d'après les estimations de M. Pardé (1968).

A Toul, la Moselle écoule encore 56 % des précipitations tombées sur son bassin, chiffre assez remarquable qui traduit les conditions pluviométriques et thermiques d'amont (...). Le bilan du cours d'eau à cette station s'apparente à celui du Tarn à Albi ou de la Vézère inférieure, les coefficients d'écoulement étant respectivement de 58 et de 52 % à l'issue de bassins de superficie pratiquement égale (Tableau XXXV).

Le bilan de la Moselle à Hauconcourt atteste de la moins grande influence des apports vosgiens ; le coefficient d'écoulement s'abaisse à 45 %, valeur toutefois supérieure à celles que l'on enregistre sur le Plateau Lorrain. Le bilan de la Moselle moyenne est donc comparable à celui du Lot à Cahors ou de la Saône à Auxonne, véhiculant en moyenne 49 et 45 % des volumes d'eau précipitées. Les modules spécifique et absolu de la Moselle à Hauconcourt sont d'ailleurs très semblables à ceux de ces deux cours d'eau.

A Cochem enfin, l'influence montagnarde d'amont certes atténuée se conjugue à une influence montagnarde à l'aval, ceci explique les caractères originaux du bilan général du cours d'eau.

Le coefficient d'écoulement reflète ainsi fidèlement le rôle très diversifié des facteurs géophysiques dans le bassin de la Moselle. Le déficit d'écoulement est en un sens moins expressif, il varie assez peu de

---

(1) Les valeurs du coefficient moyen annuel de l'écoulement calculées par F.R. de Sèze et J.F. Zumstein (1968), après une critique approfondie des précipitations et des lames d'eau écoulées, ne sont pas foncièrement différentes : 69% à Noirgueux, 61% à Epinal et 50% à Toul.

l'amont à l'aval. Il revêt pourtant un intérêt certain dans le cadre du bilan moyen annuel de l'écoulement, car il permet d'apprécier globalement les pertes en eau par évapotranspiration.

D. - Déficit moyen annuel de l'écoulement et évapotranspiration

Etant donné les valeurs dans l'ensemble correctes du déficit d'écoulement réel, calculées à partir des modules spécifiques et des indices d'écoulement, il a semblé intéressant de les confronter aux valeurs du déficit d'écoulement établies grâce aux méthodes géographiques de W. Wundt et aux valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" obtenues par l'emploi de formules plus théoriques, spécialement celles de C.W. Thornthwaite et de L.Turc.

Cette recherche particulièrement ingrate, nécessitant des corrélations délicates et des calculs nombreux, a été entreprises par G. Renaut (1967b) sur nos conseils. Elle a été volontairement limitée à certains secteurs des bassins supérieur et moyen de la Moselle, parcequ'ils constituent des entités géographiques nettement différenciées (tableau XXXVI). Restés inédits, les principaux résultats de l'étude seront présentés brièvement.

1. - Valeurs du déficit d'écoulement réel et du déficit d'écoulement calculé à partir des méthodes de W. Wundt.

W. Wundt a mis au point d'ingénieuses méthodes permettant d'évaluer les indices et les déficits d'écoulement, d'une part en fonction de la seule pluviométrie, d'autre part en fonction des températures et des précipitations.

L'abaque établi par W. Wundt (1958) à partir de nombreuses valeurs dûment contrôlées pour plusieurs cours d'eau d'Europe centrale et continentale, donc en un milieu assez thermiquement homogène, donne directement le rapport entre les précipitations tombées sur un bassin (P) et l'indice moyen annuel de l'écoulement à l'issue de ce bassin (P'). L'utilisation de ce graphique est donc aisée, mais la méthode comporte toutefois un inconvénient:

TABLEAU XXXVI

VALEURS DU DEFICIT MOYEN ANNUEL DE L'ECOULEMENT REEL ET CALCULE ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE ET "REELLE" EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN DE LA MOSELLE (1)

Cours d'eau	Station de jaugeage	Déficit d'écoulement en mm			E T P en mm		E T R en mm	
		Réel	Wundt-graphique	Wundt-tableau	Thorn-thwaite	Turc	Thorn thwaite	Turc
Moselle	Noirgueux	423	549	519	589,5	524	589,5	500
Moselle	Epinal	556	547	527	615,5	547	615,5	509
Vologne	Jarménil	545	530	535	615,5	551	615,5	509
Moselle	Toul	469	507	540	634,0	565	634,0	503
Meurthe	Malzéville	559	488	530	639,5	603	639,5	496
Mortagne	Moyen	530	483	533	642,5	605	642,5	493
Madon	Pulligny	444	463	501	651,0	609	600	477
Nied	Bouzonville	445	440	491	660,5	637	583,5	471

(1) D'après G. Renaut (1967).

il s'agit d'une courbe "moyenne" ajustée qui ne peut évidemment intégrer les caractéristiques propres à chaque bassin.

W. Wundt avait présenté dès 1937 sous forme de tableau, des corrélations entre les températures moyennes annuelles des bassins (T) et les tranches d'eau moyennes annuelles précipitées (P) d'une part, les indices moyens annuels de l'écoulement (P') et les déficits d'écoulement (D) d'autre part. Ces corrélations, affinées par A. Coutagne et M. Pardé (1954 f), sont établies pour des températures et des totaux pluviométriques choisis respectivement de 5 en 5° et de 200 en 200 mm.

Cette méthode à valeur plus générale, puisqu'elle tient compte de deux facteurs fondamentaux de l'écoulement, oblige à calculer la température moyenne annuelle pour chaque bassin considéré, ce qui n'est pas chose aisée vu l'absence fréquente de stations représentatives. G. Renaut a défini un gradient thermique annuel de référence et a pu ainsi, à partir de l'altitude moyenne des bassins, préciser avec une bonne approximation leurs températures moyennes annuelles.

Les indices et donc les déficits moyens annuels de l'écoulement calculés par les méthodes de W. Wundt respectent à peu près les ordres de grandeur des indices et des déficits réels (tableau XXXVI). L'écart maximal est de 29 mm pour la Moselle à Epinal (5,2 % d'erreur), de 15 mm pour la Vologne à Jarménil (2,7 % d'erreur), de 71 mm pour la Moselle à Toul (15,1 % d'erreur), de 71 mm également pour la Meurthe à Malzéville (12,7 % d'erreur), de 47 mm pour la Mortagne à Moyen (8,8 % d'erreur), de 57 mm pour le Madon à Pulligny (12,8 % d'erreur) et de 46 mm pour la Nied à Bouzonville (10,3 % d'erreur).

Ces écarts, variant de 2 à 15 %, ne sont pas excessifs, d'autant que les déficits d'écoulement réels correspondent le plus souvent à une brève série d'années et ne sont donc qu'approximatifs et parfois surestimés. L'écart

relevé pour la Moselle à Noirgueux est plus important : 126 mm, soit une erreur de 29,7 % ; il s'explique par l'impossibilité de chiffrer correctement et les précipitations et la température moyenne annuelle dans ce bassin typique de moyenne montagne.

Les deux méthodes proposées par W. Wundt ne fournissent cependant pas de résultats équivalents. Les résultats sont assez semblables pour les bassins vosgiens et pour les bassins soumis à une quelconque influence montagnarde ; l'écart entre les valeurs du déficit calculé n'atteint que 30 mm à Noirgueux, 20 mm à Epinal, 5 mm à Jarménil, 33 mm à Toul et 42 mm à Malzéville. Pour les bassins du Plateau Lorrain, l'écart se creuse souvent davantage : 38 mm à Pulligny, mais 50 mm à Moyen et 51 mm à Bouzonville. Dans ce dernier cas, les résultats obtenus par corrélation entre les précipitations et les températures sont les plus élevés, mais pas nécessairement les plus proches des valeurs réelles.

Les méthodes de W. Wundt ne sont donc qu'approchées, car elles ne permettent pas de tenir compte de tous les facteurs du déficit d'écoulement ; néanmoins, elles fournissent des résultats assez satisfaisantes, à condition d'être utilisées simultanément. Il est intéressant de confronter ces premiers résultats à ceux fournis par le calcul de l'évapotranspiration.

2. - Valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle et "réelle". Leurs rapports avec le déficit moyen annuel de l'écoulement

L'évapotranspiration potentielle (E T P), notion fort à l'honneur chez les agronomes, les forestiers et les climatologues, est l'évapotranspiration qui devrait se réaliser si les précipitations et les ressources en eau du sol, donc les réserves agricoles, étaient suffisamment abondantes pour satisfaire à tout moment de l'année le pouvoir évaporant de l'atmosphère et la transpiration maximale des plantes (J. Mounier, 1965).

Il s'agit donc d'une valeur idéale, rarement atteinte et différente de l'évapotranspiration vraie (E T), qui équivaut pour une longue

période au déficit moyen annuel de l'écoulement. L'évapotranspiration dite "réelle" (E T R) diffère également de l'évapotranspiration vraie, bien qu'elle tienne compte dans une certaine mesure des apports résultant des précipitations.

L'engouement actuel pour ces deux notions et leur emploi de plus en plus fréquent, mais pas toujours convaincant en hydrologie fluviale, nous ont incité à comparer les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" à celles de l'évapotranspiration vraie.

Le phénomène d'évapotranspiration fait l'objet d'études d'autant plus nombreuses qu'il est difficilement mesurable (Première Partie - Chapitre IV). On a assisté, dans les vingt dernières années, à une floraison de formules plus ou moins théoriques et empiriques, fondées tantôt sur l'emploi de coefficients culturaux particuliers (J. Bouchet, 1961, 1963 et 1964), tantôt sur l'utilisation de données climatiques plus générales (C.W. Thornthwaite, 1954 et 1957 - H.L. Penmann, 1954 - L. Turc, 1954 et 1961). La plupart de ces formules font appel à des mesures d'ordre climatique peu courantes et G. Renaut (1967b) s'est limité à l'emploi des formules de C.W. Thornthwaite et de L. Turc, qui ne nécessitent que des données assez facilement accessibles.

Après un bref rappel des conditions d'utilisation de chacune de ces formules, on tentera d'apprécier l'intérêt des résultats qu'elles fournissent.

La méthode de C.W. Thornthwaite (1954-et 1957), dont il ne saurait être question de préciser ici toutes les démarches (R. Arléry, M. Garnier et L. Langlois, 1955), est d'un maniement assez compliqué.

Elle est fondée sur l'utilisation des températures moyennes mensuelles des bassins fort délicates à déterminer. G. Renaut, a dû, faute de

données, construire pour chaque mois de l'année hydrologique la courbe du gradient thermique et restituer, grâce à l'altitude moyenne de chaque bassin, la température moyenne mensuelle correspondante. L'abaque, mis au point par C.W. Thornthwaite lui-même, permet alors de chiffrer la valeur moyenne mensuelle de l'évapotranspiration potentielle non corrigée, en fonction à la fois d'indices thermiques annuels et des températures mensuelles, après une légère correction tenant compte de la latitude et du mois considéré. L'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle se déduit dès lors facilement.

Pour apprécier l'évapotranspiration "réelle", C.W. Thornthwaite prend en considération les précipitations moyennes mensuelles sur chaque bassin. Il détermine la valeur de E T R par tâtonnements à partir d'un bilan mensuel intégrant l'évapotranspiration potentielle (E T P), les précipitations (P), la variation de la réserve d'eau du sol ou réserve agricole (V), la réserve d'eau elle-même (R) qu'il évalue forfaitairement à 100 mm (1). G. Renaut a appliqué scrupuleusement cette méthode et a établi les douze bilans moyens mensuels pour tous les bassins considérés.

Les valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" ainsi calculées sont assez éloignées des valeurs réelles du déficit d'écoulement (Tableau XXVI) ; elles leur sont supérieures de 50 à 150 m suivant les bassins, mais elles restent inférieures aux valeurs des précipitations moyennes annuelles même dans les bassins les moins arrosés du Plateau Lorrain (2)

---

(1) Une des objections essentielles à la formule de C.W. Thornthwaite est que cette réserve agricole disponible pour l'évapotranspiration peut différer considérablement de 100 mm en milieu tempéré océanique, suivant les caractères lithologiques, pédologiques et biogéographiques des bassins rarement homogènes (R. Caspar et J. Duclay, 1964 - P. Fontaine, 1964 - R. Darvès-Bornoz et J. Khobzi, 1969).

(2) L'infériorité du déficit moyen annuel de l'écoulement, donc de l'évapotranspiration vraie, par rapport à l'évapotranspiration potentielle ou soi disant "réelle", constitue le cas général en milieu tempéré océanique. Elle s'explique par la faiblesse relative des précipitations en saison chaude, malgré un maximum pluviométrique relatif, lors des mois durant lesquels l'évapotranspiration est maximale. En milieu méditerranéen, l'évapotranspiration potentielle l'emporte fréquemment sur l'évapotranspiration vraie, mais également sur les précipitations annuelles. Selon M. Pardé (1964c), c'est uniquement en milieu intertropical chaud et très humide que le déficit d'écoulement peut égaler l'évapotranspiration potentielle, cette dernière restant d'ailleurs inférieure aux précipitations.

D'autre part, les valeurs obtenues sont trop homogènes, elles se situent toutes autour de 600 mm, ne reflètant donc nullement la diversité effective des déficits d'un bassin à l'autre. Alors que le déficit réel de l'écoulement varie de 423 mm pour la Moselle à Noirgueux à 559 mm pour la Meurthe à Malzéville, soit un écart de 136 mm en valeur absolue, la formule de C. W. Thornthwaite ne donne qu'un écart de 59 mm entre la Mortagne à Moyen (642,5 mm) et la Nied à Bouzonville (583,5 mm). Il est à noter également que les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" s'accroissent régulièrement du massif vosgien au Plateau Lorrain, ce qui confirme le caractère théorique de la formule ne tenant aucun compte de la diversité du couvert végétal.

On saisit mal, enfin, la différence effective entre évapotranspiration potentielle et évapotranspiration "réelle" selon C.W. Thornthwaite. Leurs valeurs ne diffèrent que dans deux bassins sur les huit considérés, ceux du Madon et de la Nied, sans qu'on puisse apporter une explication satisfaisante à ce fait.

La méthode de C.W. Thornthwaite est donc intéressante en ce sens que l'auteur a voulu introduire deux facteurs géophysiques essentiels du déficit d'écoulement, les températures et les précipitations, mais ses résultats sont nettement plus éloignés du véritable déficit d'écoulement que ceux calculés à partir des méthodes de W. Wundt.

L. Turc (1954) a tout d'abord proposé une formule de l'évapotranspiration "réelle" annuelle, fondée à la fois sur le total pluviométrique moyen annuel et sur la température moyenne annuelle, par le biais d'un coefficient pondéré.

Les résultats fournis par cette formule ne sont pas très éloignés des valeurs des déficits d'écoulement réels, ils leur sont très légèrement supérieurs ou inférieurs selon les bassins et l'écart maximal n'est que de 77 mm pour la Moselle à Noirgueux, soit une erreur modérée de 15,8 %. L'in-

convénient majeur de la méthode est de fournir un éventail fort restreint de valeurs, toutes proches de 500 mm : 509 mm pour la Moselle à Epinal et la Vologne à Jarménil, 471 mm pour la Nied à Bouzonville.

La formule la plus récente de L. Turc (1961) concerne l'évapotranspiration potentielle mensuelle ; elle mérite d'être également prise en considération, car c'est la plus employée actuellement par les agronomes (A. Darlot et C. Lecarpentier, 1963 - R. Jacquet, 1963). Assez paradoxalement, cette formule ne prend pas en compte les précipitations, mais elle intègre la température moyenne mensuelle et la radiation globale d'origine solaire, soit deux facteurs décisifs de l'évapotranspiration. La température moyenne mensuelle de chaque bassin a déjà été calculée dans le cadre de la méthode de C.W. Thornthwaite.

Les durées moyennes mensuelles d'insolation sont connues certes en quelques stations du bassin moyen de la Moselle (R. Arléry, 1961), mais G. Renaut s'est heurté à de grandes difficultés en ce qui concerne le bassin supérieur, aucune station ne fournissant de données relatives à l'insolation. Il a pu néanmoins construire des courbes du gradient moyen d'insolation dans la montagne vosgienne, grâce à des corrélations avec les valeurs propres au versant occidental de la Forêt Noire, légèrement plus ensoleillé, il est vrai, que le versant occidental des Vosges, et calculer ainsi approximativement la durée moyenne mensuelle d'insolation pour chaque bassin. On peut alors aisément passer des durées moyennes mensuelles d'insolation à la radiation solaire globale mensuelle, en exploitant l'abaque de L. Turc.

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle à l'échelle de divers mois, puis de l'année, se révèlent moins satisfaisantes que celles de l'évapotranspiration "réelle", elles leur sont de plus toujours supérieures. Si l'évapotranspiration potentielle reste assez voisine du déficit d'écoulement réel dans les bassins montagnards, elle s'en écarte largement dans les bassins du Plateau Lorrain.

Au total, les méthodes géographiques de W. Wundt fournissent les résultats globalement les plus proches de l'évapotranspiration vraie. Les formules de C.W. Thornthwaite et de L. Turc mènent à des valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" presque toujours très nettement supérieures à celles du déficit réel de l'écoulement. De plus, les résultats obtenus à partir de ces formules sont peu différenciés, ils se regroupent autour de valeurs-types : 500 mm pour L. Turc, 600 mm pour C.W. Thornthwaite ; ils sont applicables à un secteur trop local ou à un domaine climatique trop vaste pour pouvoir traduire les nuances effectives du déficit d'écoulement propre à chaque bassin.

L'évapotranspiration potentielle et "réelle" présentent donc surtout un intérêt agronomique, encore que, maniées avec circonspection, les formules de C.W. Thornthwaite et de L. Turc permettent de caractériser un des éléments majeurs du bilan moyen annuel de l'écoulement, en l'absence de toute mesure hydrométrique.

Une telle étude comparée entre les valeurs du déficit d'écoulement et calculé et les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" pourra être également menée dans le cadre de bilans particuliers annuels ou saisonniers spécialement de bilans d'années très sèches ou hyperhumides et de saisons chaudes exceptionnelles. C'est pour ces bilans particuliers que le choix si malaisé de l'année hydrologique importe le plus.

L'abondance annuelle absolue et spécifique et le bilan annuel de l'écoulement ont été envisagés jusqu'ici sous un seul angle, celui des variations dans l'espace ; il convient désormais d'aborder l'autre aspect de notre propos, c'est-à-dire les variations de l'abondance de la Moselle dans le temps.

III - Les variations interannuelles des modules

On peut définir pour tout cours d'eau deux sortes de variabilité

dans le temps, l'une à l'échelle du mois, que l'on analysera dans le chapitre suivant consacré aux variations saisonnières des débits, l'autre à l'échelle de l'année, qui fera l'objet de ce bref paragraphe. P. Bois (1968b) a insisté avec raison sur la nécessité de préciser à quelle échelle dans le temps on se place quand on caractérise la régularité ou l'irrégularité d'un régime fluvial.

L'étude des variations interannuelles des modules doit permettre de déceler les inégalités réelles de l'écoulement annuel au cours de la suite d'années la plus longue possible. On se référera donc presque exclusivement à la station de Cochem, puisque les autres stations hydrométriques du bassin ne fournissent que de trop brèves séries de débits (fig. 44).

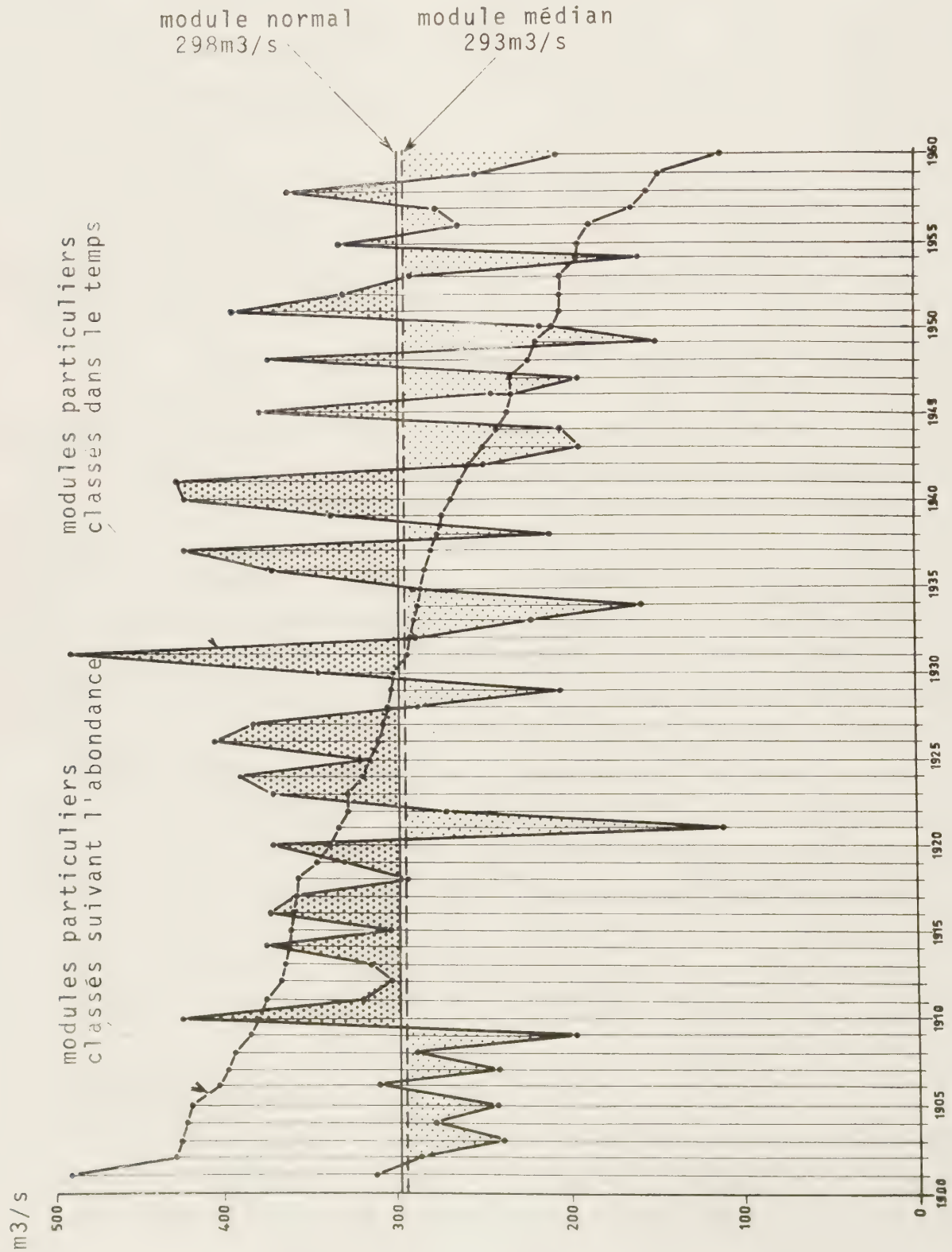
Les modifications des modules dans le temps peuvent être analysées à partir de divers types de critères. Les critères arithmétiques sont les plus simples : fréquences partielles, fréquences cumulées, écarts moyens et particuliers, rapports des modules extrêmes (M. Pardé, 1964c), mais ils ne suffisent pas à définir pleinement ces variations. L'utilisation de notions plus abstraites mais désormais courantes en statistique mathématique : écarts-types, coefficients de variation, distribution de fréquences partielles (P. Bois, 1966, 1968 a et b) contribue grandement à approfondir le problème.

La variabilité des modules dans le temps peut être explicitée grâce à deux séries d'éléments fondamentaux : les modules particuliers, qui reflètent les années d'abondance fluviale très forte, moyenne ou très faible, les modules globaux partiels selon le terme de M. Pardé, lesquels révèlent l'existence de périodes de surabondance ou d'indigence fluviale.

A. - Les modules particuliers et les années de surabondance ou d'indigence fluviale.

Les variations des modules particuliers dans le temps seront mises en évidence grâce au rapport des modules extrêmes, au coefficient de variation et au type de distribution statistique des modules particuliers de la Moselle à Cochem. Une brève présentation des valeurs extrêmes de

FIG 44 VARIATION DES MODULES PARTICULIERS DE LA MOSELLE A COCHEM DE 1901 A 1960.



bilans annuels particuliers de l'écoulement complètera cette analyse ; elle sera, en fait consacrée surtout à quelques petits affluents de la Moselle inférieure.

1. - Rapport modéré des modules particuliers extrêmes

Le rapport des modules bruts particuliers extrêmes (R) permet de fixer, dans une première approximation, les limites des variations dans le temps de l'abondance annuelle (1). Ce rapport du module le plus abondant au module le plus faible pour une longue série d'années est également appelé coefficient d'irrégularité ou mieux d'immodération (M. Pardé, 1968) (2).

Les rapports des modules extrêmes sont souvent assez disparates dans un domaine hydrologique donné, car plusieurs facteurs géophysiques interviennent différemment d'un bassin à l'autre,notamment la lithologie, la rétention nivale et le couvert végétal. Néanmoins, M. Pardé (1968) a montré que pour chaque famille hydrologique,non perturbée par de fortes accumulations souterraines ou lacustres, les coefficients d'immodération ne s'écartent pas trop de valeurs moyennes caractéristiques.

Les rapports des modules extrêmes de la Moselle et de ses principaux affluents apparaissent comme relativement modérés, surtout si on les compare aux rapports propres à la plupart des cours d'eau en milieu tempéré océanique.

---

(1) La valeur du rapport des modules bruts particuliers extrêmes est évidemment la même que celle du rapport des modules spécifiques ou que celle du rapport des indices d'écoulement ; toutes ces valeurs traduisent une même réalité hydrologique, les écarts extrêmes enregistrés dans l'abondance annuelle.

(2) Les termes modération ou pondération et régularité, immodération et irrégularité, souvent employés à tort les uns pour les autres, recouvrent en fait deux aspects différents de la variabilité des débits dans le temps. Un régime fluvial est dit modéré ou pondéré quand les écarts entre les valeurs extrêmes des débits annuels, mensuels ou journaliers sont faibles. Un régime est dit régulier quand les hautes eaux et les basses eaux saisonnières, excessives ou non, se reproduisent systématiquement tous les ans.

A la station de Cochem, pour laquelle existe une série de plus de 60 modules, le coefficient d'immodération atteint 4,4, le module le plus abondant de la Moselle inférieure ayant été de 489 m3/s en 1931, année de très forte pluviosité, et le module le plus indigent de 110 m3/s en 1921, année de très faible pluviosité (Première Partie - Chapitre III). Ces modules bruts peuvent être considérés comme proches des valeurs extrêmes qu'ils atteindraient en un siècle ou plus.

Et toutes les autres stations du bassin, les coefficients d'immodération sont moins élevés, car les périodes d'observations hydrométriques sont trop courtes pour comporter des années exceptionnellement abondantes ou indigentes. A Mettlach, le rapport est encore de 3, car la période de référence porte sur plus de 25 années ; le module le plus élevé de la Sarre a été enregistré en 1958, soit 108 m3/s, alors que le module de l'année 1949 a été le plus indigent avec seulement 36 m3/s.

Les valeurs du coefficient d'immodération dans la majorité des stations sont sans grande signification, car elles sont de toute évidence sous-estimées : 2,5 pour la Moselle à Noirgueux, 2,6 pour la Moselle à Epinal, 2,3 pour la Moselle à Toul, 2,5 pour la Moselle à Hauconcourt, 2,3 pour la Vologne à Jarménil, 2,8 pour la Meurthe à Malzéville, 2,5 pour la Sûre à Bollendorf, 2,3 pour la Kyll à Densborn, 2,4 pour la Lieser à Platten, 2,7 pour le Flaum Bach à Kloster Engelport et l'Elz Bach à Schnürenhof (1).

La série des modules correspondants est trop brève, elle n'excède 20 ans en aucune station et elle est de l'ordre de 5 à 10 ans dans la plupart

---

(1) On peut toutefois penser que les rapports des modules extrêmes des cours d'eau vosgiens ne seraient pas sensiblement plus élevés, même si l'on possèdait une longue série de modules. Ils doivent s'apparenter à ceux de certains cours d'eau issus des Appalaches par exemple : 2,8 pour le Tennessee à Chattanooga (82 ans), 2,9 pour le Potamac (61 ans) et 2,6 pour la Susquehanna à Harrisburg (67 ans). En effet, et en principe du moins, plus les précipitations sont élevées et plus les modules sont forts, moins grand est le rapport des modules extrêmes.

des cas. Les années de surabondance fluviale prises en compte, 1961 ou 1965, ont connu certes une assez forte pluviosité, mais inférieure pourtant à celle des années 1931 ou 1958 ; de même, l'année 1964 a été marquée par une indigence fluviale certaine, mais sa faible pluviosité n'est nullement comparable à celle des années 1921 ou 1949.

Même si l'on s'en tient au coefficient d'immodération de la Moselle à Cochem, on remarque qu'il est nettement moins élevé que celui de nombreux cours d'eau océaniques de régions de plaines et de plateaux, alimentés par des précipitations presque exclusivement liquides.

Les rapports des modules extrêmes caractéristiques de ces cours d'eau sont forts ou assez forts, selon la terminologie de M. Pardé (1968) ; ils atteignent fréquemment 5 à 10, soit des valeurs peu éloignées de celles enregistrées en domaine méditerranéen : 5,4 pour la Tamise à Teddington (71 ans), 7,5 pour la Loire inférieure Montjean (100 ans), 8 pour la Seine à Paris (12 ans), 7 à 10 pour l'Allier et la Creuse inférieures, 14 à 15 pour le Tarn et le Lot inférieurs.

Dans ces bassins peu élevés ou à influence montagnarde limitée, le climat océanique n'exerce donc pas l'influence pondératrice qu'on lui attribuait jadis. La variabilité interannuelle des modules est plus prononcée que celle des précipitations, car les réserves en eaux souterraines généralement assez faibles ne peuvent soutenir les débits lors d'années exceptionnellement sèches comme 1921 ou 1949. Les réserves hydrologiques ne sont pas plus abondantes dans le bassin de la Moselle, mais l'influence montagnarde atténue les effets de la variabilité des précipitations tant en amont qu'en aval.

Le coefficient d'immodération de la Moselle, en somme très moyen, est cependant plus élevé que celui des cours d'eau des régions tempérées continentales, à régime pluvio-nival ou nival, soit 3 pour l'Elbe inférieure, 2,8 pour la Vistule inférieure, 2,5 pour le Niemen et 2,4 pour la Dvina. Il est

également plus fort que celui des cours d'eau de haute montagne tempérée, à alimentation solide prédominante, qui n'atteint, par exemple, que 2,6 pour l'Arve à Genève (52 ans) et le Tessin à Bellinzona (39 ans), 2,4 pour l'Inn supérieur à Salzburg (50 ans) (M. Pardé, 1968).

On retrouve ainsi l'originalité de la Moselle, déjà notée en ce qui concerne l'abondance spécifique et le bilan de l'écoulement. La Moselle, vu son coefficient d'irrégularité modéré, s'individualise nettement par rapport aux cours d'eau océaniques de plaines et par rapport aux cours d'eau des régions plus continentales. Elle offre donc un bon exemple de cours d'eau océanique soumis à une influence montagnarde modérée dans son bassin supérieur et non négligeable dans son bassin inférieur.

2. - Coefficient de variation modéré

Une valeur encore plus significative de la variabilité des modules dans le temps est le coefficient de variation (C V) utilisé par les statisticiens ; c'est le rapport de l'écart-type à la moyenne (1). Le coefficient de variation (on devrait dire de variation-type) diffère donc du coefficient moyen arithmétique de variation (Ca), qui est le quotient du total des écarts des modules particuliers avec le module global par le nombre d'années. Le coefficient de variation est d'ailleurs employé concurremment avec d'autres coefficients ou index (2).

---

(1) L'écart-type est la racine carrée de la somme des carrés des écarts à la moyenne, divisée par le nombre d'individus moins un.

(2) Certains auteurs préfèrent utiliser l'index D, soit le rapport du dernier décile au premier décile des variables rangées dans l'ordre croissant, donc en fait le rapport du module de l'année humide de fréquence 10% à celui de l'année sèche de même fréquence. Cet index est moins sujet à des erreurs d'échantillonnage que le coefficient de variation, car son calcul exclut les modules extrêmes (P. Bois, 1968 a). J. Rodier, de son côté, propose l'emploi de l'index K 3 ou rapport du premier décile au dernier décile des modules rangés dans l'ordre décroissant (1964).

Le coefficient de variation donne ainsi une idée assez juste quoique incomplète de la dispersion des modules particuliers autour du module global et il a été systématiquement calculé par V.M. Yevdjevich et par P. Bois pour de nombreux cours d'eau du globe et spécialement pour une cinquantaine de cours d'eau français (1968 a). Les valeurs extrêmes de ce coefficient sont voisines de 0,1 et de 1.

La plus grande variabilité des modules dans le temps caractérise évidemment les cours d'eau des régions à aridité marquée, les coefficients de variation peuvent s'élever jusqu'à 1 (North Llano-Texas). Par contre, la régularité la plus remarquable des modules, se traduisant par des coefficients de variation très faibles, inférieurs à 0,1 est typique des cours d'eau de haute montagne à alimentation solide surtout glaciaire (Rhône supérieur) ou des cours d'eau pondérés par des lacs (Saint Laurent à Ogdensburg).

Les cours d'eau océaniques de plaines, sans influence montagnarde et donc nivale, connaissent, quant à eux, une assez grande variabilité des modules et les valeurs des coefficients de variation sont assez fortes : 0,40 pour la Creuse à Eguzon, 0,37 pour la Tamise à Teddington, 0,36 pour la Seine à Paris et le Lot à Carjac, 0,32 pour la Dordogne à Bort, 0,31 pour la Loire à Blois et la Garonne au Mas d'Agenais.

Les cours d'eau issus des moyennes montagnes océaniques, à régime nivo-pluvial ou pluvio-nival, de même que les cours d'eau des régions continentales tempérées à régime pluvio-nival de plaine, sont relativement plus réguliers dans leur abondance annuelle et les valeurs des coefficients de variation sont plus modérées, comprises entre 0,2 et 0,3 ; on relève ainsi 0,22 pour le Doubs à Ocourt et pour l'Ain à Cize, 0,24 pour le Tennessee à Chattanooga, 0,27 pour la Durance à Ventavon, mais également 0,26 pour la Weser à Hannoversch-Münden, 0,28 pour l'Elbe à Darchau.

Le coefficient de variation-type de la Moselle à Cochem, seule station pour laquelle un tel rapport puisse être valablement calculé dans le

bassin, est voisin des chiffres précédents, soit 0,27. Sa valeur modérée atteste donc d'une variabilité seulement moyenne des modules dans le temps, caractère que le rapport des modules extrêmes avait déjà permis de percevoir.

L'influence montagnarde et spécialement la rétention nivale, même limitées à quelques bassins, contrebalancent en quelque sorte les effets de l'irrégularité interannuelle des précipitations propres au domaine tempéré océanique.

3. - Distribution relativement symétrique des modules particuliers.

Une étude plus approfondie des variations des modules dans le temps est rendue possible grâce à la construction des histogrammes des modules proposée par P. Bois (1966, 1967), à partir des données statistiques fournies par V.M. Yevdjevich (1963) (1).

Ces histogrammes sont fort simples à établir, ils comportent en ordonnées le nombre d'années en valeur absolue ou plus souvent les fréquences partielles, c'est-à-dire le nombre d'années en pourcentage, et en abscisses les modules particuliers ou mieux les modules relatifs ou coefficients de modules indiquant les valeurs des modules particuliers rapportées au module global (2).

Deux types de figuration peuvent être employés concurremment pour un même cours d'eau ; la figuration fine qui classe les coefficients de modules par tranches allant de dizièmes en dizièmes, et la figuration large qui ne retient que des tranches de cinquièmes en cinquièmes. Il est bien évident que cette dernière figuration est moins précise que la précédente, mais elle représente mieux les caractéristiques fondamentales de la distribution des modules

---

(1) La distribution effective des modules ressort également de la simple courbe des variations des modules, par comparaison des valeurs des modules classés dans le temps ou suivant l'abondance à celle du module normal ou médian. (fig. ...).

(2) Le module relatif est un terme souvent employé de façon fâcheuse qui risque d'introduire une confusion avec le module spécifique ; c'est ici le coefficient de modules, c'est-à-dire le coefficient d'hydraulicité défini précédemment.

particuliers pour une longue suite de décennies et elle est, de ce fait, la plus communément retenue.

Le choix de l'origine de l'année hydrologique a, on l'a déjà souligné, une grande influence sur l'allure de la distribution statistique des modules et la construction des histogrammes doit en tenir compte (P. Bois, 1967). La plupart des histogrammes de P. Bois utilisent les modules rassemblés par V. Yevdjevich, dont l'origine est octobre.

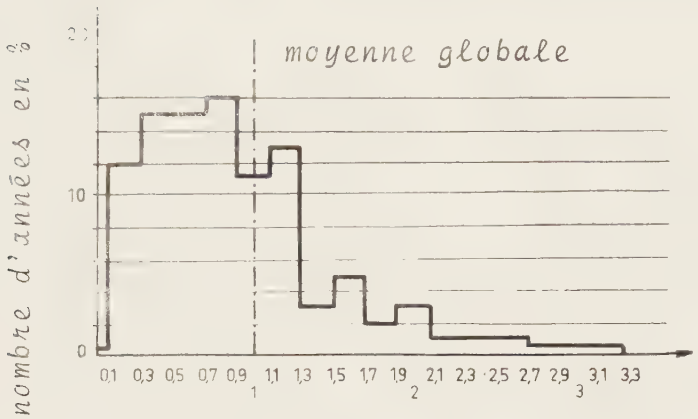
Les recherches très pénétrantes de P. Bois lui ont permis d'établir une relation entre les caractéristiques de la distribution des modules particuliers et l'allure générale des histogrammes, qui peuvent présenter soit une dissymétrie nette ou légère, soit une symétrie à peu près parfaite (1966, 1967, 1968 a et b). L'histogramme de la Moselle à Cochem sera analysé par référence à ces histogrammes types.

Certains histogrammes révèlent une dissymétrie très nette, plus ou moins galtonienne, ils caractérisent les cours d'eau des régions arides, fort mal alimentés par des précipitations exclusivement liquides et très irrégulières d'une année à l'autre. Le cas de la Broken River à Goorambat (Australie) est expressif à cet égard (fig. 45 A). L'histogramme du cours d'eau est particulièrement déséquilibré et comporte plusieurs maximums de fréquences partielles. La fréquence la plus grande correspond à des modules faibles ou à peine moyens (0,3 à 0,7 et 0,7 à 0,9), mais on note également des maximums secondaires avec des coefficients de modules pouvant atteindre ou dépasser 2. Ceci ne fait que confirmer une immodération extrême dans la distribution des modules déjà sensible dans les valeurs très élevées du rapport des modules extrêmes R, à savoir 58, et du coefficient de variation CV, soit 0,81.

Les histogrammes relatifs aux cours d'eau océaniques des régions de plaines et de plateaux, à régime exclusivement pluvial ou à régime pluvio-nival atténué, ont une allure légèrement dissymétrique, tel celui de la Loire à Blois

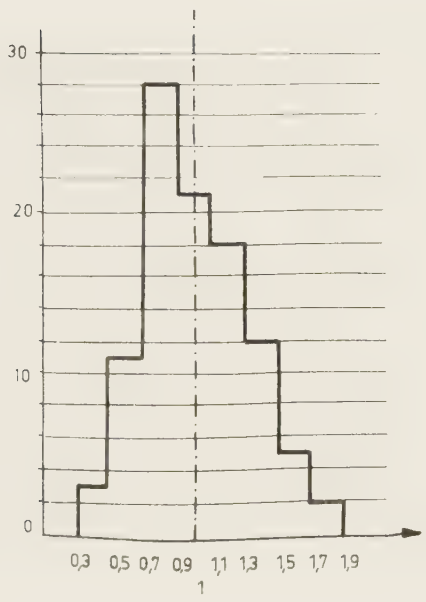
FIG.45 TYPES DE DISTRIBUTION DISSYMETRIQUE ET SYMETRIQUE DES MODULES PARTICULIERS.

(d'après P.Bois)



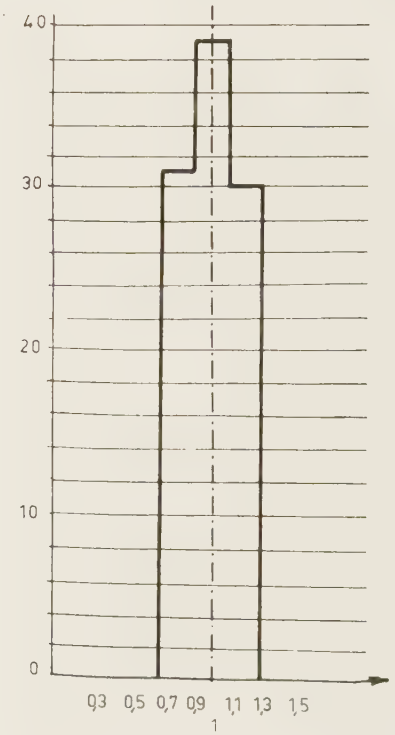
R=58
CV=0,81
S=1916km2
Q=7,7m3/s
q=4l/s/km2

A. Distribution dissymétrique très marquée. Histogramme des modules de la Broken River à Goorambat (Australie) de 1886 à 1948.



B. Distribution légèrement dissymétrique. Histogramme des modules de la Loire à Blois de 1863 à 1963.

R=6;CV=0,31; S=38.180km2; Q=358m3/s; q=9,4l/s/km2



C. Distribution symétrique Histogramme des modules du Danube à Vienne de 1893 à 1957.

R=1,8; CV=0,16; S=100.000 km2; Q=1920m3/s;q=19,2l/s/km2

(fig. 45 B). L'immodération assez marquée de l'abondance annuelle, qui ressort des valeurs assez fortes du rapport des modules extrêmes R, 6, et du coefficient de variation CV, 0,31, est à peine perceptible à première vue. La distribution des modules paraît même symétrique dans ses grandes lignes, mais on note rapidement que la pente générale de l'histogramme est la plus faible du côté de l'abondance. D'autre part, la plus grande fréquence intéresse les modules légèrement inférieurs à la moyenne globale (0,7 à 0,9). Selon P. Bois (1967), le problème essentiel est de savoir si cette distribution légèrement dissymétrique n'est que temporaire et dûe au hasard du siècle de référence retenu, ou si cette tendance à la dissymétrie se retrouverait sur une période plus longue ; il serait évidemment fort présomptueux de prétendre trancher.

D'autres histogrammes, enfin, présentent une symétrie assez remarquable. Ils sont le fait de cours d'eau à régime complexe et compensé, dont le régime est influencé par la traversée de grands lacs et de cours d'eau intertropicaux à alimentation liquide assez régulière. L'histogramme du Danube à Vienne fournit un bon exemple d'une telle régularité dans la distribution des modules (fig. 45 C), déjà mise en évidence par les faibles valeurs du rapport des modules extrêmes R, avec 1,8, et du coefficient de variation CV, soit 0,16. La distribution des modules particuliers est symétrique et parfois, mais pas nécessairement, gaussienne. Les modules les plus fréquents sont les plus proches du module global, 0,9 à 1,1, et les modules excédentaires et déficitaires s'équilibrent pratiquement. Enfin, le module global ou normal correspond pratiquement au module médian.

P. Bois a bien voulu consacrer des recherches particulières au cas de la Moselle à Cochem, à partir de données que nous lui avons fournies sur les modules du cours d'eau (1901-1962). Les calculs ont été effectués sur ordinateur à la Faculté des Sciences de Grenoble et les principaux résultats sont consignés dans la thèse de l'auteur (1968 a).

La comparaison de l'histogramme des modules de la Moselle à l'issue de son bassin avec les histogrammes précédents permet de souligner une nouvelle

fois l'originalité du cours d'eau. Les valeurs modérées de R, 4,4, et de C V, 0,27, témoignent, on l'a vu, d'une immodération de l'abondance beaucoup moins marquée que pour la plupart des cours d'eau océaniques à faible influence montagnarde.

Sur les conseils de Monsieur M. Pardé, P. Bois a cherché à déceler, à partir de la série très homogène des modules de la Moselle, l'influence exacte du choix de l'origine de l'année hydrologique sur l'allure de la distribution statistique des modules (fig. 46). Il a ainsi retenu quatre groupes de modules correspondant à l'année hydrologique commençant en janvier, en novembre, en mai et en août.

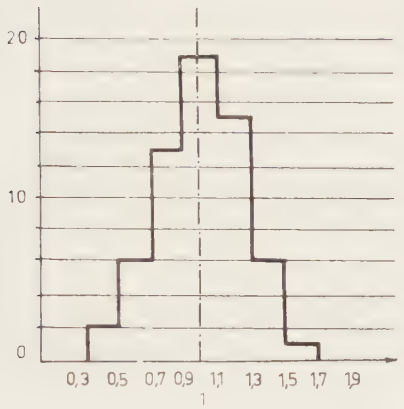
Si l'année débute en janvier, la distribution des modules apparaît comme très régulière et l'histogramme présente une symétrie assez remarquable et gaussienne de surcroît (Fig. 46 A). Les modules déficitaires et excédentaires s'équilibrent assez bien en nombre et les modules les plus fréquents sont proches de la moyenne globale, ils se tiennent entre 0,9 et 1,1. Toutefois, on l'a souligné, un tel concept de l'année ne peut être admis, dans tous les cas, car il est en contradiction avec la réalité des phénomènes hydrologiques.

Dans le cadre de l'année de novembre à octobre, de celle donc qui a été retenue, l'histogramme des modules conserve une certaine symétrie, moins nette cependant que dans le cas précédent (Fig. 46 B). Certes, la plus grande fréquence caractérise encore les modules voisins de la moyenne globale (0,9 à 1,1), mais une tendance à la dissymétrie se dessine et les modules légèrement supérieurs à la moyenne (1,1 à 1,3) ont une fréquence à peine moindre.

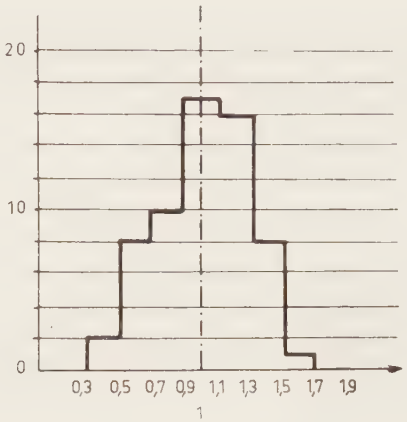
Cette dissymétrie se retrouve nettement accentuée dans les histogrammes correspondant aux années dont l'origine est mai ou août. Dans le cas de l'année hydrologique commençant en mai, proposée on le sait par A. Coutagne, l'histogramme comporte deux maximums de fréquence, l'un pour les modules compris entre 0,7 et 0,9 de la moyenne globale et l'autre plus saillant pour les modules qui se situent entre 1,1 et 1,3 (Fig. 46 C). Il existe donc une légère dissymétrie du côté des modules les plus abondants.

FIG.46 HISTOGRAMMES DES MODULES PARTICULIERS DE LA MOSELLE A COCHEM (1901-1962).TYPES DE DISTRIBUTION DES MODULES SUIVANT LE CHOIX DE L'ORIGINE DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE.

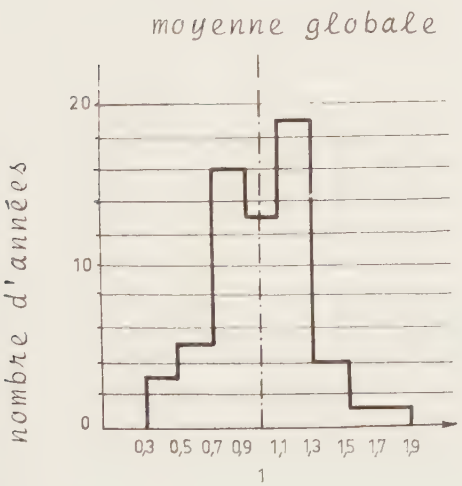
R=4,4; CV=0,27; S=27.100km2; Q=298m3/s; q=10,91/s/km2



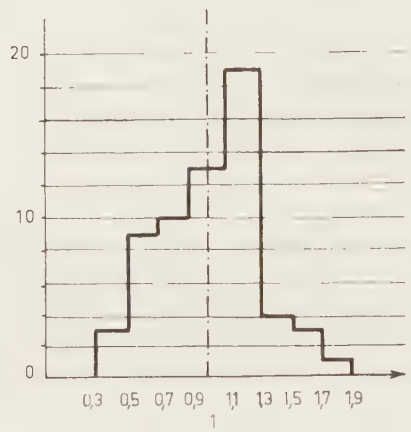
A. Distribution symétrique. Année hydrologique de janvier à décembre.



B. Distribution symétrique Année hydrologique de novembre à octobre.



C. Distribution légèrement dissymétrique. Année hydrologique de mai à avril.



D. Distribution légèrement dissymétrique. Année hydrologi.d'août à juillet.

(d'après P.Bois)

Avec l'année hydrologique débutant en août, choix fort contestable, la dissymétrie de l'histogramme des modules s'accuse, mais à l'inverse du cas de la Loire à Blois (Fig. 46 D). Le seul maximum de fréquence intéresse les modules supérieurs à la moyenne globale et compris entre 1,1 et 1,3. Le principe d'une telle année hydrologique a été écarté pour des motifs géographiques, l'étude statistique confirme donc notre opinion (1).

Ainsi, si l'on retient l'année hydrologique de novembre à octobre, la distribution des modules particuliers de la Moselle révèle, malgré une apparente symétrie, une très large tendance à la dissymétrie qui implique une "irrégularité" modérée de l'abondance du cours d'eau, déjà perceptible dans les valeurs du rapport des modules extrêmes et du coefficient de variation.

Avant de préciser les variations de l'abondance dans le cadre d'une suite d'années et non plus d'une seule année, on présentera quelques bilans annuels particuliers de l'écoulement et leurs valeurs extrêmes.

4. - Bilans annuels particuliers de l'écoulement. Leurs valeurs extrêmes pour quelques cours d'eau du bassin.

Si le bilan moyen annuel de l'écoulement est relativement simple à établir, puisqu'il peut être fait abstraction des réserves hydrologiques, le bilan de l'écoulement d'une année particulière est plus malaisé à déterminer.

---

(1) P. Bois a tenté d'expliquer cette influence du choix de l'origine de l'année hydrologique sur l'aspect des histogrammes. Il a ainsi établi pour la Moselle à Cochem les corrélations mathématiques pendant 62 ans entre les débits des mois successifs et il a trouvé la corrélation la plus forte pour les mois de saison chaude, donc de basses eaux, et la corrélation la plus faible pour les mois de saison froide ou de hautes eaux, spécialement entre décembre et janvier, entre janvier et février et entre février et mars. Cette analyse statistique permet ainsi de retrouver l'influence de plusieurs facteurs de l'écoulement : variabilité saisonnière des précipitations et des températures, tendance à la stabilité relative des réserves hydrologiques, principale source d'alimentation en saison chaude.

Ce bilan peut, en effet, varier considérablement selon la répartition mensuelle ou saisonnière des précipitations, des températures, donc de l'évapotranspiration, et surtout selon l'état des réserves en eaux souterraines et leurs variations (M. Pardé, 1964c). La prise en compte de ces diverses variables, et spécialement de la restitution, complique singulièrement l'étude des bilans particuliers, d'autant qu'on ne possède d'ailleurs que des indications éparses et inégales sur les ressources en eau dans le bassin de la Moselle (Première partie - Chapitre II).

Toutefois, lorsque sont connus avec précision, pour une année donnée, la tranche d'eau moyenne précipitée sur le bassin considéré (P) et le module spécifique à l'issue du bassin (q), donc la lame d'eau annuelle écoulée (P'), on peut en déduire aisément le déficit d'écoulement annuel (D) qui correspond à la fois à la lame d'eau annuelle évapotranspirée (ET) et à la "rétention" effective dans le sous-sol (Re - Mr) (1). Ce cas évidemment idéal est pourtant rarement réalisé, faute de données chiffrées relatives aux précipitations ou aux débits.

Parmi les bilans particuliers de l'écoulement, ce sont les bilans extrêmes qui offrent le plus d'intérêt. Ils correspondent à des années caractérisées soit par une abondance remarquable, soit par une indigence exceptionnelle ; ils reflètent donc dans le détail les variations effectives de l'abondance fluviale.

---

(1) La "rétention" prise dans un sens large, s'exprime par le terme Re - Mr, Re étant les ressources en eaux souterraines accumulées, en partie du moins, au cours de l'année ou des années précédentes et restituées pendant l'année hydrologique considérée, Mr étant les ressources en eaux souterraines mises en réserve durant l'année en cours et s'écoulant les années suivantes. La "rétention" est positive si Mr est supérieure à Re, ce qui est le cas lors d'années à forte pluviosité ; elle est négative au cours d'années à faible pluviosité, quand Re dépasse Mr. Les réserves en neige accumulées en saison froide dans les secteurs montagnards du bassin sont toujours restituées aux cours d'eau à la fin de cette saison, elles n'interfèrent donc pas d'une année hydrologique sur l'autre.

Certaines valeurs extrêmes, mais assez théoriques, de bilans annuels particuliers ont été calculées par F.R. de Sèze et J.F. Zumstein (1968) pour les bassins de la Moselle à Noirgueux et à Epinal, de la Vologne à Jarménil, de la Moselle à Toul et de la Meurthe à Malzéville, afin de prévoir les variations des ressources en eau de surface et les possibilités d'apports aux sites de certains barrages de retenue en projet (Deuxième Partie - Chapitre I).

En l'absence de longues séries de débits, les auteurs ont tenté de préciser, en chacune de ces stations, les valeurs de la lame d'eau annuelle écoulée, du déficit annuel de l'écoulement et du coefficient d'écoulement annuel en année exceptionnellement indigente (année "centenale" sèche) ou abondante (année "centenale" humide). Ces valeurs ont été établies par une extension des longues séries pluviométriques disponibles aux brèves séries de débits, par corrélation des écarts de l'hydraulicité propre à chaque année avec les écarts éprouvés par la pluviosité. Bien que fondés uniquement sur des relations statistiques, les résultats théoriques obtenus ne manquent pas d'intérêt.

D'une année exceptionnellement indigente à une année surabondante, les lames d'eau annuelles écoulées par la Moselle pourraient varier de 504 à 1 990 mm à Noirgueux, de 439 à 1 557 m à Epinal, de 211 à 911 mm à Toul ; les lames d'eau annuelles véhiculées par la Vologne à Jarménil et par la Meurthe à Malzéville pourraient être comprises respectivement entre 357 et 1 266 mm et entre 111 et 638 mm. De même, les coefficients annuels de l'écoulement pourraient osciller à l'extrême entre 50 et 77 % à Noirgueux, 46 et 68% à Epinal, 29 et 61 % à Toul, 37 et 65 % à Jarménil, 18 et 47 % à Malzéville. Les valeurs maximales proposées pour les coefficients annuels de l'écoulement semblent cependant sous-estimées, surtout si on les compare aux valeurs moyennes effectives analysées précédemment (tableau XXXIV).

Il ne nous a pas été possible de déterminer les valeurs extrêmes effectives des divers éléments des bilans particuliers en chacun de ces bassins, faute de valeurs précises sur les tranches d'eau moyennes précipitées.

On possède toutefois, grâce aux annuaires hydrologiques allemands, tous les éléments chiffrés des bilans annuels de l'écoulement pour de petits affluents de la Moselle inférieure ; ils correspondent, il est vrai, à une très brève période de référence (tableau XXXVII).

Les valeurs extrêmes retenues ne traduisent donc absolument pas les limites réelles de variations des bilans annuels. Ainsi, l'année 1964 a connu une indigence fluviale marquée, mais nullement comparable à celle des années 1921 ou 1949 ; de même, l'année 1961 a été caractérisée par une abondance fluviale excédentaire, mais son hydraulicité fut de loin inférieure à celle des années 1931 ou 1958 (tableau XXXIII). On peut émettre, néanmoins, quelques remarques sur les bilans de l'écoulement des deux années 1964 et 1961

Dans tous les bassins considérés, soit de moyenne montagne, soit du Plateau Lorrain, les coefficients d'immodération de l'abondance annuelle (2, 5 à 3) sont plus élevés que ceux caractérisant les variations des précipitations (1,5). Dans les bassins de la Prüm, de la Kyll et de la Kleine Dhron, soumis à une influence montagnarde, les valeurs extrêmes des indices annuels de l'écoulement ont varié de moins de 200 à plus de 600 mm, celles des coefficients annuels de l'écoulement de 26 à 60 % et celles des modules spécifiques de 5 à 20 l/s/km2.

Dans les bassins moins élevés de la Nims, de la Lieser, de l'Uess Bach, du Flaum Bach, de l'Elz Bach et du Bay Bach, les valeurs extrêmes connues des indices d'écoulement ont oscillé entre 100 à peine et plus de 450 mm, celles des coefficients d'écoulement entre 17 et 50 % , celles des modules spécifiques entre 2 et 14 l/s/km2.

TABLEAU XXXVII

VALEURS EXTREMES DES BILANS ANNUELS PARTICULIERS
DE L'ECOULEMENT POUR QUELQUES COURS D'EAU DU BASSIN INFERIEUR DE LA MOSELLE

	Cours d'eau	Station de jaugeage	Années (1)	P mm	P' mm	D mm	C	q l/s/km2	Q m 3/s
Bassins de moyenne montagne	Prüm	Merkeshausen	a 1964	696	271	425	0,39	8,5	2,7
			b 1961	1 062	639	423	0,60	20,3	6,4
	Kyll	Densborn	a 1964	686	264	422	0,38	8,3	3,9
			b 1961	1 056	604	452	0,57	19,2	8,9
	Kleine Dhron	Dhrontalsperre	a 1963	70	177	493	0,26	5,5	0,7
			b 1961	1 049	534	515	0,50	16,9	2,0
Bassins du Plateau Lorrain	Nims	Alsdorf	a 1964	642	188	454	0,29	5,9	1,6
			b 1961	979	423	556	0,45	13,4	3,6
	Lieser	Platten	a 1963	586	162	424	0,28	5,1	1,9
			b 1961	916	400	516	0,44	12,7	4,8
	Uess Bach	Peltzerhaus	a 1963	534	191	343	0,35	6,0	1,3
			b 1961	882	459	423	0,52	14,5	2,6
	Flaum Bach	Kloster Engelport	a 1964	570	126	444	0,22	4,0	0,4
			b 1961	782	345	437	0,44	11,0	1,2
	Elz Bach	Schnürenhof	a 1964	619	141	478	0,22	4,4	0,6
			b 1961	836	375	461	0,45	11,9	1,7
	Bay Bach	Dürgen	a 1964	485	86	399	0,17	2,7	0,3
			b 1961	802	301	501	0,37	9,5	1,0

(1) ; a : année d'indigence fluviale - b : année d'abondance fluviale

Il est bien évident que les valeurs extrêmes de bilans correspondant à une plus longue suite d'années auraient été plus expressives. Pourtant, les écarts modérés relevés témoignent de l'immodération seulement relative de l'abondance de la Moselle et de ses affluents, que l'étude des modules globaux partiels va également confirmer.

B. - Les modules globaux partiels et les périodes de surabondance et d'indigence fluviale

Les modules moyens d'une série d'années s'écartent eux aussi des valeurs dites 'normales'. Ces modules moyens sont appelés globaux partiels par L. Pardé (1964c); ils correspondent à une suite d'années comprise dans une série plus longue dont on connaît le module global ou normal.

Se fondant sur les valeurs des écarts des modules globaux partiels avec les modules globaux ou normaux, on peut opposer des modules globaux partiels excédentaires et déficitaires ou, autrement dit, des périodes de surabondance et d'indigence fluviale. L'analyse de ces écarts, positifs ou négatifs, permet d'approfondir l'étude des variations dans le temps de l'abondance.

On se limitera pour la Moselle au cas de la station de Cochem et on envisagera successivement les fluctuations des modules globaux partiels portant sur une et plusieurs décennies, tout en les comparant à celles d'autres cours d'eau en milieu tempéré océanique. On évoquera également l'impossibilité de déceler une quelconque périodicité dans la distribution des modules.

1. - Fluctuations modérées des modules globaux partiels correspondant au plus à une décennie

Les modules globaux partiels de la Moselle à Cochem, portant

sur une décennie au plus, sont soumis à des variations indiscutables. Les décennies 1911-1920, 1921-1930, et 1931-1940 ont été excédentaires de 12, de 3 et de 7% par rapport à la normale 1901-1960. Inversement, les décennies 1901-1910, 1941-1950 et 1951-1960 ont connu un déficit de 6, de 13 et de 5 % (1). La décennie 1911-1920 a donc été la plus abondante (+ 12 %) et la décennie 1941-1950 la plus indigente (- 13 %) ; d'autre part, l'écart réel de l'abondance entre ces deux séries d'années s'est élevé à 28 %.

Mais le choix de telles décennies est quelque peu arbitraire et l'on peut considérer des suites d'années plus brèves, de 5 à 8 ans, correspondant plus parfaitement aux périodes de forte et de faible pluviosité définies précédemment (Première Partie - Chapitre III). Au cours des années 1923-1930, très pluvieuses, l'anomalie positive de l'abondance s'est élevée à 13 % et elle a même été de 25 % de 1923 à 1927, les modules globaux partiels étant respectivement de 336 et de 372 m 3/s. De 1942 à 1949, on a observé un déficit voisin de 18 %, qui a même atteint 20 % lors de la brève série d'années 1943-1947, les modules globaux partiels étant de 246 et de 241 m3/s.

Les écarts des modules globaux partiels de la Moselle avec la normale sont pourtant moindres que ceux enregistrés pour la plupart des cours d'eau océaniques des régions de plaines et de plateaux. Ainsi, de 1942 à 1949, le déficit d'abondance a été de 24 % pour la Tamise à Teddington, de 30 % pour la Seine à Paris et la Loire à Blois, de 35 % pour la Dordogne inférieure, de 38 % pour la Garonne, le Lot et le

---

(1) Les modules globaux partiels des décennies envisagées ont été respectivement de 334, de 307, de 319, de 280, de 261 et de 285 m3/s, alors que le module normal de la période 1901-1960 a atteint, on l'a vu, 298 m3/s.

Tarn sur leur cours inférieur (M. Pardé, 1963).

Les cours d'eau océaniques de plaines peuvent donc connaître des écarts assez marqués, supérieurs en général à 20 %. Les fluctuations de l'abondance à brève échelle sont beaucoup plus modérées pour la Moselle, qui s'apparente dans une certaine mesure aux cours d'eau des régions continentales. Les valeurs maximales de l'excédent et du déficit pour une décennie sont ainsi de + 22 % et de - 14 % pour l'Elbe à Darchau, de + 12 % et de - 13 % pour la Weser à Hannoversch-Münden. Les écarts extrêmes de l'abondance de la Moselle ne sont également guère plus élevés que ceux qui caractérisent certains fleuves des régions tempérées à alimentation complexe et compensée : + 10 % et - 10 % pour le Danube à Vienne, + 10 % et - 11 % pour le Rhin à Bâle.

Cette opposition assez nette entre la Moselle et nombre de cours d'eau océaniques de plaines tient, non pas aux possibilités d'accumulation en eaux souterraines qui sont faibles dans le bassin mosellan et qui perdraient, d'ailleurs, sur une suite d'années le rôle pondérateur qu'elles pourraient avoir sur des modules particuliers, mais à des conditions thermiques plus rigoureuses et à une alimentation plus abondante et partiellement nivale dans les secteurs supérieur et inférieur du bassin.

L'influence montagnarde explique de même les variations seulement moyennes de l'abondance du cours d'eau considérée sur des périodes de référence plus longues.

2. - Fluctuations également modérées des modules globaux partiels correspondant à plusieurs décennies

On pensait jadis que les modules globaux partiels d'une suite de 20 à 30 années ne s'écartaient pas de plus de 5 à 10 % de la valeur du module normal (M. Pardé, 1964c). Cette affirmation hâtive était dûe à la pénurie en longues séries de modules et au choix trop souvent théorique de périodes de référence.

En effet, si l'on s'en tient à des périodes homogènes regroupant 2 à 3 décennies, les modules globaux partiels de la Moselle à Cochem semblent connaître des fluctuations très faibles. La période 1901-1930 a été ainsi excédentaire de seulement 3 % par rapport à la normale 1901-1960, alors que la période postérieure, de 1931 à 1960, n'a été déficitaire que de 3 % (1).

Mais si l'on considère des périodes également longues mais correspondant plus nettement aux périodes véritables d'abondance et d'indigence pluviale, on s'aperçoit que les fluctuations de l'abondance de la Moselle sont plus marquées que ne laisseraient pressentir les valeurs citées ci-dessus. Pendant la période 1910-1941, qui couvre 32 années, l'anomalie positive de l'abondance a atteint 9 % ; par ailleurs, au cours de la période 1942-1960, s'étendant sur 18 années, le déficit de l'abondance s'est élevé également à 9 %.

Toutefois, ici encore, les fluctuations des modules globaux partiels de la Moselle à Cochem sont plus modérées que celles de bien des cours d'eau océaniques. La Loire à Montjean a ainsi enregistré un excédent d'abondance de 18 à 20 % au cours de la période 1910-1940 et un déficit également très sensible de 15 à 17 % lors de la période précédente de 1890 à 1909 (M. Pardé, 1964c)(2).

Toutes modérées qu'elles soient, ces fluctuations des modules globaux partiels de la Moselle obligent à poser le problème de

---

(1) Les modules globaux des périodes citées se sont élevés respectivement de 307 et 238 m 3/s.

(2) M. Pardé tire argument de ces fluctuations, modérées dans le cas de la Moselle, plus fortes dans le cas de la Loire, pour souligner avec raison qu'en milieu tempéré océanique 20 à 30 années ne suffisent pas pour définir des modules globaux ou normaux incontestables.

la périodicité dans les variations interrannuelles des modules.

3.- Absence de toute périodicité dans la distribution des modules

L'existence de périodes plus ou moins longues, de 5 à 8 ans, de 10 ans et plus, de 20 à 30 ans, tantôt surabondantes, tantôt indigentes, a pu faire croire à une périodicité régulière dans la distribution des modules.

Certains hydrologues ont appliqué à cette recherche de la périodicité tout l'arsenal d'investigation mathématique possible. Des cycles, de durée pouvant aller de quelques années à plus d'un siècle, ont été minutieusement analysés, pour le Rhin à Bâle spécialement (M. Oesterhaus, 1946).

Les travaux récents de V. M. Yevdjevich (1963 et 1967) ont montré, à partir de très nombreux exemples, que cette recherche de la périodicité est illusoire. L'origine prétendue cosmique de la périodicité devrait se traduire, tout d'abord, par une concordance des périodes de surabondance et d'indigence fluviale, sinon à l'échelle du globe, du moins à celle d'une zone climatique donnée. Or, une telle concordance n'existe pas à l'échelle de la zone tempérée ainsi, la décennie 1930-1941 a été fortement déficitaire sur le continent nord-américain, alors qu'elle était largement excédentaire en Europe occidentale (M. Pardé, 1968) (1). D'autre part, la mise en relation systématique des périodes de forte et de faible abondance avec le cycle des taches solaires n'a fourni aucun résultat (I. Rodriguez, A. Iturbe et V. M. Yevdjevich, 1968).

La série d'une soixantaine de modules à la station de Cochem n'est évidemment pas suffisamment importante pour permettre de trancher un tel débat. Les plus longues séries de débits, que l'on possède pour de nombreux cours

---

(1) D'ailleurs, dans le cadre même de l'Europe occidentale, L. Serra (1964), partant d'une représentation cartographique détaillée, a pu signaler l'existence d'axes de faible et de forte hydraulicité pour une année donnée ; la position de ces axes varie suivant les périodes considérées.

d'eau, montrent à l'évidence que des périodes de durée variable à forte ou à faible abondance se succèdent de façon apparemment anarchique dans le temps. On peut, tout au plus, parler de phases alternantes de l'abondance fluviale, qui peuvent être rapprochées des fluctuations climatiques et spécialement pluviométriques analysées précédemment (Première Partie - Chapitre III) On ignore encore tout des causes réelles de ces oscillations climatiques, qualifiées à tort de "périodiques", mais elles influencent indéniablement les écoulement annuels.

C O N C L U S I O N

L'étude de l'abondance annuelle de la Moselle a été, à dessein, longuement développée. L'abondance est, en effet, un élément éminemment géographique du régime fluvial et son étude nécessite la prise en considération de l'ensemble des facteurs géophysiques dans un bassin donné. D'autre part, la comparaison systématique de l'abondance de la Moselle à celle d'autres cours d'eau des régions tempérées permet de dégager l'originalité de ce cours d'eau. Elle tient à une influence montagnarde sensible à l'amont et à l'aval du bassin.

Une analyse approfondie des différents éléments du bilan de l'écoulement en année moyenne et lors de certaines années particulières a été menée parallèlement à une présentation détaillée des variations de l'abondance absolue et spécifique dans l'espace et dans le temps.

L'abondance moyenne annuelle absolue de la Moselle augmente singulièrement à l'aval du bassin, grâce à l'apport de la Sûre et srutout de la Sarre. Le module global du cours d'eau double presque exactement d'Epinal à Toul et de Toul à Hauconcourt, passant de 36,9 m 3/s à 63,5 m 3/s et à 120 m3/s ; il s'accroît plus rapidement en aval pour atteindre 267 m3/s à Trèves. Le module brut ne varie pratiquement plus de Cochem (298 m3/s) à la confluence avec le Rhin (305 m3/s). L'abondance absolue de la Moselle à l'issue de son bassin est donc fort honorable, elle place le cours d'eau en seconde position parmi les affluents du Rhin, directement après l'Aar.

L'abondance spécifique de la Moselle à Cochem, soit 10,9 l/s/km2, n'est certes que modérée, elle est toutefois de beaucoup supérieure à celle de maints cours d'eau océaniques des régions de plaines et de plateaux. La

forte abondance spécifique des cours d'eau vosgiens, qui dépasse 40 l/s/km2 et parfois 50 l/s/km2, dans de très petits bassins élevés et particulièrement bien exposés, est caractéristique du milieu océanique de moyenne montagne. L'influence de cette abondance s'estompe progressivement dans la traversée du Plateau Lorrain, où les modules spécifiques excèdent rarement 10 l/s/km2 ; mais sa décroissance régulière est légèrement atténuée à l'aval du bassin, grâce à l'apport d'affluents issus de l'Ardenne, de l'Eifel et du Hunsrück, écoulant en moyenne 15 l/s/km2.

Des conditions thermiques plus rigoureuses et une alimentation partiellement nivale dans les secteurs montagneux du bassin expliquent également les caractères originaux des variations de l'abondance de la Moselle dans le temps.

La variabilité des modules particuliers est moins grande que pour la plupart des cours d'eau océaniques de plaines. Le rapport des modules extrêmes à Cochem est modéré, il s'élève à 4,4 pour la période 1901-1960, alors qu'il atteint fréquemment 5 à 10 pour les cours d'eau océaniques non soumis à une influence montagnarde. De même, le coefficient de variation très modéré, 0,27, est inférieur à celui que l'on enregistre généralement en milieu tempéré océanique. Enfin, l'histogramme des modules particuliers de la Moselle à Cochem révèle une distribution relativement symétrique ; certes, une tendance à la dissymétrie se dessine mais moins nettement que dans le cas de la Loire à Blois, par exemple.

Les variations dans le temps des modules globaux partiels confirment cette immodération seulement relative de la Moselle. Les fluctuations des modules globaux partiels, correspondant à une décennie au plus, sont modérées. A Cochem, la décennie 1911-1920 a été la plus abondante avec un excédent de 12 % seulement et la décennie 1941-1950, la plus indigente, n'a connu qu'un déficit de 13 %. Pour des périodes plus brèves, les écarts par rapport au module global s'accroissent : anomalie positive de 13 % de 1923 à 1930, anomalie négative de 18 % de 1942 à 1949, mais ils restent inférieurs d'au moins 10 %

aux écarts relevés pour nombre de cours d'eau océaniques.

Les fluctuations des modules globaux partiels correspondant à quelques décennies groupées sont également modérées ; elles traduisent l'existence de phases alternantes d'abondance et d'indigence fluviale qui peuvent être rapprochées des fluctuations climatiques et pluviométriques, sans qu'on puisse pour autant parler d'une quelconque périodicité.

L'étude des bilans moyens annuels et des bilans annuels particuliers permet d'éclairer ces variations des modules bruts et spécifiques dans l'espace et dans le temps. Elle suppose le choix préalable d'une année hydrologique adéquate.

L'année de novembre à octobre, adoptée par les hydrologues allemands, a été retenue. Elle recouvre parfaitement l'année climatique ou plus exactement thermique, composée d'une saison froide, de novembre à avril, et d'une saison chaude de mai à octobre. Les critères géographiques, les plus valables à notre sens, militent en faveur de ce choix, car une telle année tient compte à la fois des réserves hydrologiques et de leurs variations, et du phénomène capital de l'évapotranspiration, entraînant une réduction sensible de l'écoulement en saison chaude. Cette année, d'autre part, se révèle comme une des meilleures dans une conception purement statistique ; elle permet une distribution presque régulière et symétrique des modules particuliers.

Le bilan moyen annuel de la Moselle à Cochem laisse apparaître une valeur assez élevée du coefficient d'écoulement, soit 42 %, nettement supérieure à celle caractérisant les cours d'eau océaniques de plaines, qui dépasse rarement 30 %, pour des précipitations moyennes plus faibles, il est vrai.

L'influence des bassins montagnards d'amont et d'aval est ici

encore indéniable. Le coefficient moyen annuel de l'écoulement atteint fréquemment 40 à 50 % dans les bassins fluviaux des Vosges et du Massif Schisteux Rhénan ; il peut s'élever jusqu'à 70 ou même 80 % dans les bassins élémentaires des hautes Vosges, alors qu'il est presque toujours inférieur à 30 % sur le Plateau Lorrain. Une convergence remarquable des facteurs géophysiques favorise ainsi l'écoulement annuel en moyenne montagne : fortes pentes, abondance des précipitations, maximum pluviométrique de saison froide, basses températures annuelles, ceci malgré des possibilités d'infiltration parfois non négligeables et le rôle important du couvert végétal permanent et surtout forestier.

Le déficit moyen annuel de l'écoulement en montagne diffère, quant à lui, assez peu de celui que l'on observe sur le Plateau Lorrain, il oscille entre 400 et 550 mm. Si l'interception est plus forte dans les bassins montagnards boisés, la transpiration, par contre, n'y est pas beaucoup plus active qu'en plaine, du fait d'un gradient thermique prononcé.

Il a semblé également intéressant de comparer, dans le cadre même du bilan annuel de l'écoulement, les valeurs du déficit d'écoulement moyen annuel réel, donc de l'évapotranspiration vraie, aux valeurs annuelles du déficit d'écoulement calculé par les méthodes géographiques de W. Wundt et à celles de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" établies à partir des formules plus théoriques de C.W. Thornthwaite et de L. Turc.

Les méthodes de W. Wundt ne sont qu'approchées pour beaucoup de cours d'eau pris isolément, mais elles fournissent des résultats assez satisfaisants à condition d'être employées simultanément et avec doigté. Par contre, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" déduites des formules sont supérieures à celles du déficit réel de l'écoulement, ce qui est, d'ailleurs, classique en milieu tempéré océanique sauf pour des bassins suffisamment élevés et frais. Ces valeurs théoriques sont, de plus, peu différenciées et se regroupent autour de valeurs-types, reflétant mal les conditions particulières de l'écoulement dans chaque bassin.

Faute de données chiffrées relatives aux précipitations et aux débits, il n'a été possible de présenter les bilans particuliers de l'écoulement que pour certains petits affluents de la Moselle inférieure. On s'en est d'ailleurs tenu aux bilans extrêmes correspondant à des années d'abondance ou d'indigence fluviale marquées. Les écarts réduits notés tant en ce qui concerne les coefficients d'écoulements que les modules bruts ou spécifiques confirment l'irrégularité seulement modérée de l'abondance dans le bassin de la Moselle.

Ces caractères fondamentaux de l'abondance annuelle permettent de préciser un premier trait du régime de la Moselle, il est "immodéré" certes, mais moins nettement que celui d'autres cours d'eau océaniques de plaines. L'influence montagnarde et plus spécialement la rétention nivale, toute limitées qu'elles soient, atténuent les effets de l'irrégularité de l'alimentation pluviale.

Un autre type de variabilité des débits, à une échelle temporelle plus brève, va être envisagé maintenant dans le cadre des variations saisonnières.

C H A P I T R E I I I

LES VARIATIONS SAISONNIERES DES DEBITS. LES NUANCES DU REGIME PLUVIAL OCEANIQUE.

Les variations saisonnières des débits constituent le critère le plus simple pour définir le régime d'un cours d'eau. La notion de régime hydrologique saisonnier est éminemment géographique, car elle permet une comparaison riche d'enseignement avec les régimes thermique et pluviométrique régnant sur tout bassin fluvial. M. Roche la présente, à juste titre, comme l'apport capital de l'"ère des géographes" dans l'histoire de l'hydrologie de surface (1969).

Mais une classification des régimes fluviaux, qu'elle soit "génétique" (M. Pardé, 1968) ou plus "régionale" et "zonale" (A. Guilcher, 1965), reste absolument indispensable et l'hydrologie dite "moderne" - il serait plus exact de parler d'hydrologie appliquée - ne saurait faire abstraction des facteurs géophysiques ou géographiques propres à un domaine ou à une zone climatique donnés. La tendance actuelle de l'hydrologie "conjecturelle", fondée sur le calcul statistique et éventuellement sur des modèles théoriques (H.J. Liebscher, 1968), fournit certes des précisions du plus haut intérêt, mais elle doit s'insérer dans un cadre géographique préalablement défini.

Par ailleurs, la recherche fondamentale en hydrologie ne peut se passer, elle non plus, d'un support mathématique. C'est ainsi que l'analyse de régimes hydrologiques moyens, menée à partir de critères arithmétiques simples, ne suffit pas, elle s'en tient aux caractères "permanents" des cours d'eau et elle ne traduit qu'imparfaitement la réalité du déroulement des phénomènes (M. Rochefort, 1963). Deux échelles dans le temps sont en fait à

envisager ; en plus des variations saisonnières des débits en année moyenne, il convient de considérer les modifications effectives des régimes saisonniers selon les années ou les groupes d'années. Or, l'étude de la variabilité des régimes fluviaux implique tout naturellement le recours au calcul statistique.

Il eut été hasardeux, d'autre part, de pallier l'insuffisance des séries de débits par des évaluations géographiques, faute de données précises relatives aux précipitations. Du reste, les résultats concernant les débits moyens mensuels, obtenus à partir de telles évaluations, sont généralement moins bons que pour les modules (M. Pardé, 1964c).

La longue suite de débits à la station de Cochem permet pourtant de dégager les caractères généraux du régime pluvial océanique de la Moselle à l'issue de son bassin et il est fort possible de marquer les nuances régionales du régime, malgré la brièveté des séries disponibles en la plupart des autres stations de jaugeage.

I.- Les caractères généraux du régime pluvial océanique de la Moselle

Les variations saisonnières de la Moselle inférieure à Cochem seront envisagées d'une part à l'échelle de la période de 60 années, d'autre part dans le cadre d'années ou de groupes d'années particuliers.

Le régime saisonnier moyen du cours d'eau comporte un certain degré d'abstraction, il traduit néanmoins une tendance à la distribution des hautes eaux et des basses eaux au cours de l'année hydrologique, respectivement en saison froide et en saison chaude. Mais il importe d'analyser également les variations interannuelles des débits mensuels qui illustrent l'irrégularité de fait du régime pluvial océanique.

A. - Les variations saisonnières des débits en année moyenne. La relative immodération du régime pluvial océanique

Divers modes d'expression et de représentation graphique des variations saisonnières des débits peuvent être employés concurremment aussi bien en année moyenne que pour une année particulière donnée : les hauteurs d'eau journalières et les courbes correspondantes, les moyennes mensuelles de débits ou mieux les coefficients mensuels de débits et les courbes correspondantes, les débits journaliers et les courbes de débits classés.

Les courbes de hauteurs d'eau moyennes journalières présentent un réel intérêt et c'est à partir de telles courbes que M. von Tein avait déjà esquissé les principaux caractères du régime de la Moselle et de ses affluents (1905). Des courbes de hauteurs d'eau moyennes journalières ont d'ailleurs été établies par les services hydrologiques compétents en diverses stations limnimétriques de la Moselle, pour des périodes d'observations peu homogènes il est vrai : à Epinal (1858-1894 et 1890-1927), à Millery (1899-1913), à Trèves (1901-1935)... Mais, si ces courbes relatives aux hauteurs d'eau soulignent assez bien l'allure générale des variations saisonnières, elles ne peuvent refléter qu'imparfaitement les variations effectives de l'écoulement fluvial.

Par contre, même en année moyenne, les valeurs caractéristiques des débits classés mettent en évidence la relative immodération du régime de la Moselle, déjà évoquée dans le cadre de l'abondance annuelle, alors que les valeurs des coefficients moyens mensuels de débits suggéreraient à première vue une certaine pondération de ce régime.

1.- Les coefficients moyens mensuels de débits. L'apparente pondération du régime

On définit bien souvent le régime d'un cours d'eau à partir des débits moyens mensuels, mais il est préférable de prendre en compte les coefficients moyens mensuels de débits ou rapports des débits moyens mensuels au module global ou normal de la période considérée, pris pour unité.

L'intérêt de l'utilisation de ces coefficients est de faciliter la comparaison des variations saisonnières de cours d'eau appartenant au même domaine hydrologique, mais écoulant des volumes d'eau fort différents. Les coefficients moyens mensuels de débits inférieurs à l'unité correspondent ainsi aux mois de basses eaux et les coefficients supérieurs à l'unité indiquent les mois de hautes eaux.

L'analyse des divers coefficients moyens mensuels de débits à Cochem permet ainsi, dans une première approche, de caractériser le régime pluvial océanique de la Moselle à l'issue de son bassin ; on confrontera ce régime à celui de plusieurs autres cours d'eau océaniques.

Les coefficients moyens mensuels des débits à Cochem, relatifs à la période 1901-1960 (1), indiquent clairement l'appartenance de la Moselle à la grande famille des cours d'eau océaniques, à alimentation liquide quasi exclusive (tableau XXXVIII et fig. 47).

Le régime moyen de la Moselle inférieure comporte des hautes eaux de saison froide, de novembre à avril, et des basses eaux de saison chaude, de mai à octobre. Le maximum mensuel (1,84) se situe en janvier, mais il est suivi de très près par février (1,71) et par mars (1,50) puis seulement par décembre (1,38) ce qui peut traduire une incidence nivale sur laquelle on reviendra.

Le minimum mensuel (0,40) est enregistré en août, mais les valeurs des coefficients de juillet et de septembre ne sont guère plus élevées, respectivement 0,46 et 0,49. Cette situation moyenne de saison chaude, toute

---

(1) On peut parler en ce cas de coefficients globaux ou mieux de coefficients normaux mensuels de débits.

TABLEAU XXXVIII

COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS AUX DIFFERENTES STATIONS DE JAUGEAGE DE LA MOSELLE (1)

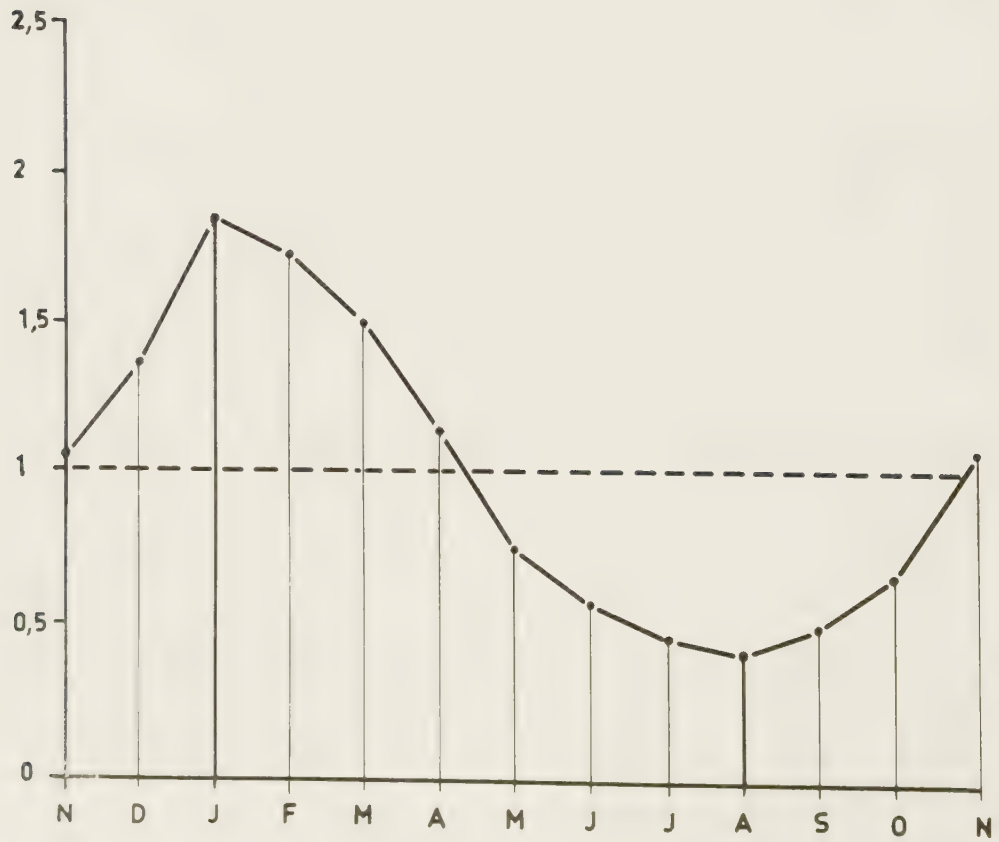
	A	B	C	D	E	F
Novembre	1,19	1,08	1,11	0,90	0,9[illegible]	1,09
[illegible]cembre	1,71	1,61	1,72	1,51	1,61	1,38
Janvier	1,[illegible]7	1,59	1,[illegible]	1,93	1,94	1,84
Février	1,15	1,46	1,48	1,[illegible]2	1,[illegible]4	1,71
Mars	1,[illegible]3	1,37	1,38	1,35	1,42	1,50
Avril	1,[illegible]2	1,10	1,21	1,10	1,97	1,14
Mai	0,9[illegible]	0,[illegible]8	0,[illegible]2	0,93	0, 4	0,76
Juin	0,30	0,60	0,50	0,62	0,55	0,59
Juillet	0,25	0,48	0,33	0,44	0,49	0,46
Août	0,[illegible]4	0,59	0,52	0,51	0,47	0,40
Septembre	[illegible],7[illegible]	0,[illegible]4	0,[illegible]0	0,52	0,4[illegible]	0,49
Octobre	[illegible], [illegible]	0,75	0,62	0,5[illegible]	0,54	0,[illegible]7

(1) A : Noirgueux (1962-1968).- B : Epinal (1962-1968).- C : Toul (1960-1968).- D : Hauconcourt (1956-1968).- E : Trier (1951-1960).- F : Cochem (1901-1960).

théorique qu'elle soit, n'en indique pas moins clairement la faible fréquence de crues généralisées à cette période de l'année (Deuxième Partie - Chapitre V).

La prépondérance de l'écoulement en saison froide tient plus au rôle réduit de l'évapotranspiration qu'à une quelconque prééminence des précipitations en cette saison (Première Partie - Chapitre III). A l'inverse, les basses eaux de saison chaude sont dûes non pas à une infériorité des précipitations - le maximum pluviométrique se place en saison chaude dans maints secteurs du bassin - mais à une évapotranspiration maximale de mai à octobre. Les pluies sont alors souvent inefficaces pour l'écoulement, qui dépend pour l'essentiel des apports en eaux souterraines, si modestes soient-ils. M. Pardé

FIG.47 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS DE LA MOSELLE A COCHEM. (1901-1960)



a pu parler à cet égard d'une véritable "supercherie" hydrologique (1964c). L'absence totale de parallélisme entre les régimes hydrologiques et les régimes pluviométriques en milieu tempéré océanique est trop connue pour que l'on insiste davantage.

Il n'a pas été possible, faute de données relatives aux précipitations moyennes mensuelles à l'échelle du bassin, de calculer les valeurs des coefficients moyens mensuels de l'écoulement et donc d'établir les bilans moyens mensuels apparents de l'écoulement. Il va néanmoins de soi que ces coefficients de l'écoulement, qu'il ne faut pas confondre avec les coefficients de débits, sont maximaux en saison froide, souvent largement supérieurs à 50 % des précipitations tombées ; ils sont évidemment minimaux en saison chaude de l'ordre de 10 à 20 % et même parfois voisins en réalité de 0 %, dans la mesure où l'écoulement fluvial est lié presque exclusivement à des restitutions souterraines. Un tel régime peut être qualifié de pluvial, car la neige n joue qu'un rôle secondaire, il dépend cependant beaucoup plus du régime thermique que de régime pluviométrique régnant sur le bassin (M. Pardé, 1968).

Par ailleurs, les valeurs extrêmes des moyennes mensuelles de débits, soit 551 m 3/s et 121 m 3/s, tout comme celles des coefficients de débits déjà citées, 1,84 et 0,40, pourraient faire croire à une relative pondération du régime mosellan. De fait, le rapport des moyennes mensuelles extrêmes n'est que de 4,5 à Cochem, alors qu'il peut s'élever à plus de 7 en milieu tempéré océanique et à 15 - 20 ou même jusqu'à 50 et plus dans les vastes bassins sibériens à régime nival de plaine ou dans de très petits bassins fortement englacés de la haute montagne tempérée. Cette pondération du régime de la Moselle inférieure n'est toutefois qu'apparente, ainsi qu'on le montrera bientôt (1).

---

(1) Un régime fluvial est véritablement pondéré quand le rapport des moyennes mensuelles extrêmes ne dépasse pas 2, c'est le cas de certains grands organismes fluviaux à régime complexe ou de cours d'eau influencés par les lacs.

Le régime pluvial océanique se retrouve dans la majorité des bassins fluviaux de l'Europe occidentale, de la Garonne à l'Elbe (1), dans les secteurs de plaines, de plateaux et de moyennes montagnes n'excédant pas 800 m à 1.000 m. Il caractérise ainsi les cours d'eau de Galice, des Asturies, de la France océanique lato sensu, des Iles britanniques, de la plaine de l'Europe du Nord-Ouest et des massifs montagneux de l'Allemagne moyenne (A. Guilcher, 1965). On note de tels régimes également dans les régions peu élevées de la Suède et de la Norvège méridionale, de la côte Ouest du Canada (M. Pardé, 1968).

Le régime pluvial océanique a été ainsi maintes fois analysé par M. Pardé à partir de nombreux exemples : Saône (1925 et 1939), Loire (1951 et 1964c)... J. Pinard a de même esquissé les caractères essentiels du régime de la Charente (1965b)et de la Vienne (1966). J. Vereerstraeten a consacré ses recherches à la Meuse et à son régime (1952, 1967et 1968).

Les valeurs des coefficients moyens mensuels de débits en milieu tempéré océanique s'écartent assez peu de celles notées pour la Moselle (tableau XXXIX). La saison froide moyenne est globalement une période de hautes eaux et la saison chaude une période de basses eaux assez nettes. Le maximum mensuel de l'écoulement se place au coeur de la saison froide, en janvier ou en février, les valeurs des coefficients de débits en ces deux mois étant très voisines ; le minimum mensuel se situe soit en août, soit en septembre.

Les différences observées d'un cours d'eau à l'autre sont mineures et il serait illusoire de prétendre déceler des nuances, alors que les séries

---

(1) Le régime de l'Elbe à Neu-Darchau, c'est-à-dire à l'aval de son bassin, reflète parfaitement le passage du domaine pluvial océanique au domaine nival de plaine. Pour la période 1926-1960, le maximum mensuel dû en partie à la fusion de la neige se situe en avril (1,59), suivi de près par mars (1,52) et le minimum mensuel en septembre (0,63).

TABLEAU XXXIX

COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS
DE DEBITS DE QUELQUES COURS D'EAU OCEANIQUES (1)

	A	B	C	D	E	F	G
Novembre	1,14	1,05	0,98	0,92	1,10	0,87	1,05
Décembre	1,56	1,48	1,70	1,29	1,35	1,05	1,49
Janvier	1,58	1,77	2,12	1,76	1,49	1,43	1,79
Février	1,95	1,71	1,91	2,09	1,58	1,61	1,74
Mars	1,50	1,45	1,62	1,71	1,55	1,60	1,45
Avril	1,01	1,01	1,16	1,18	1,36	1,24	1,08
Mai	0,85	0,80	0,69	0,85	1,03	0,87	0,68
Juin	0,57	0,58	0,43	0,59	0,76	0,95	0,56
Juillet	0,42	0,42	0,31	0,43	0,46	0,75	0,49
Août	0,34	0,40	0,32	0,36	0,32	0,59	0,48
Septembre	0,38	0,61	0,28	0,38	0,36	0,50	0,53
Octobre	0,76	0,62	0,43	0,47	0,63	0,55	0,63

(1) A : Saône à Auxonne (1896-1910).-
B : Tamise à Teddington (1883-1907).-
C : Blavet à Guerlédan (1912-1941).-
D : Seine à Paris (1927-1958).-
E : Loire à Blois (1863-1962).-
F : Neckar à Rockenau (1951-1965).-
G : Lahn à Kalkhofen (1951-1965).-

de débits retenues ici ne sont ni homogènes, ni donc comparables (1). Le régime de la Lahn est évidemment l'un de ceux qui s'apparentent le mieux au régime de la Moselle.

Les coefficients mensuels de débits minimaux, compris entre 0,30 et 0,50, sont dans l'ensemble honorables, par suite de réserves en eaux souterraines souvent non négligeables et de la faible fréquence d'étiages exceptionnels de saison chaude (Deuxième Partie - Chapitre IV). Ces valeurs sont, en tout état de cause, largement supérieures à celles qu'on enregistre en milieu pluvial méditerranéen. De même, la relative rareté de crues de très grande puissance au coeur de l'hiver explique que les coefficients maximaux de débits, en janvier ou en février, soient également modérés (1,60 à 2,10). On sait qu'en régime glaciaire ou en régime pluvial tropical ces coefficients atteignent largement le double de ces valeurs (M. Pardé, 1968).

Les rapports des moyennes mensuelles extrêmes sont, de ce fait, modérés en milieu tempéré océanique : 3,2 pour le Neckar à Rockenau, 3,7 pour la Lahn à Kalkhofen, 4,4 pour la Tamise à Teddington, 4,5 rappelons le pour la Moselle à Cochem, 4,9 pour la Loire à Blois, 5,4 pour la Seine à Paris, 5,7 pour la Saône à Auxonne, 7,5 pour le Blavet à Guerlédan. Mais il s'agit là d'une pondération trompeuse.

2.- Les débits journaliers et leurs fréquences cumulées. L'immodération effective du régime

Les moyennes mensuelles de débits et les coefficients moyens mensuels de débits ne peuvent à eux seuls nous éclairer sur les régimes fluviaux et spécialement sur leurs caractères de pondération et d'immodération.

---

(1) On peut cependant signaler que, dans le cas de la Tamise et du Blavet, le maximum mensuel de janvier est suivi de février certes, mais également que décembre précède mars. La succession janvier-février-décembre-mars peut être considérée comme caractéristique de bassins véritablement océaniques, sans influence nivale véritable et connaissant un fort ralentissement des précipitations en fin de saison froide, du moins en moyenne.

L'analyse d'un régime fluvial suppose que l'on sache aussi quels débits journaliers sont possibles et effectivement réalisés dans les temps totaux englobés par chaque moyenne. Les données indispensables à cet égard sont les durées, les fréquences partielles et surtout cumulées de tous les débits journaliers, exprimés en valeurs brutes ou spécifiques ou mieux encore en coefficients par rapport au module.

Les courbes des débits classés précisent ainsi, en les cumulant, le nombre de jours de l'année ou, dans notre cas, le nombre de jours pour un groupe d'années donné pendant lesquels le cours d'eau a écoulé un débit donné. En chaque station de jaugeage, pour laquelle on a représenté par une courbe les fréquences cumulées, on peut ainsi déterminer les valeurs des débits atteintes ou dépassées pendant un certain nombre de jours caractéristiques, ce sont les débits caractéristiques et classés (D C) : DC 365 jours ou débit minimal absolu réalisé pendant 365 jours, DC 355 jours ou DCE ou débit caractéristique d'étiage atteint pendant 355 jours, DC 9 mois ou DC 9 ou DC 75 % ou débit atteint pendant 9 mois, DC 6 mois ou DC 6 ou DC 50 % ou débit réalisé pendant 6 mois, dit aussi débit médian, DC 3 mois ou DC 3 ou DC 25 % ou débit enregistré pendant 3 mois, DC 1 mois ou DC 1 ou débit atteint pendant 1 mois, DC 10 jours ou DCC ou débit caractéristique de crue réalisé pendant 10 jours, enfin DC 1 jour ou débit maximal absolu atteint pendant un seul jour (1).

Les courbes de débits classés de la Moselle à Cochem (1936-1960), de la Moselle à Epinal (1952-1963) et à Hauconcourt (1956-1965), de la Sarre à Mettlach (1946-1960) montrent à l'évidence que la distribution effective

(1) Dans le cas d'une suite de n années, le débit caractéristique et classé vrai, par exemple DC 6, n'est pas la moyenne des débits caractéristiques des n années successives, mais le débit qui dans le total des n années a été atteint ou dépassé dans 50 % des cas (M. Pardé, 1964c).

des débits journaliers est plus variée que ne le laissait supposer l'étude des coefficients moyens mensuels de débits (fig. 48 et fig. 49).

Les débits classés extrêmes DCC et DCE, pour s'en tenir à eux, s'écartent considérablement du module global et du débit médian en chacune des stations retenues. DCC, qui théoriquement caractérise les crues essentiellement de saison froide, encore que ce débit n'aie qu'une signification limitée, s'est élevé à 1 240 m 3/s à Cochem sur la Moselle pour un module de 291 m 3/s, à 460 m 3/s à Hauconcourt pour un module de 112 m 3/s, à 136 m 3/s à Epinal pour un module de 35,1 m 3/s et 385 m 3/s à Mettlach sur la Sarre pour un module de 73,2 m 3/s. Le débit maximal journalier absolu enregistré au cours de ces périodes de référence a atteint 3 740 m 3/s à Cochem, 2 100 m 3/s à Hauconcourt, 420 m 3/s à Epinal et 1 350 m 3/s à Mettlach (1).

De même, le débit caractéristique d'étiage, qui, malgré sa dénomination n'illustre que très mal le phénomène très durable des étiages, a été de 45 m 3/s à Cochem, de 16 m 3/s à Hauconcourt, de 5,5 m 3/s à Epinal et de 22 m 3/s à Mettlach, tandis que le débit journalier minimal absolu n'a pas dépassé respectivement 25 m 3/s, 6,8 m 3/s, 4,4 m 3/s et 15 m 3/s.

L'allure générale des courbes de débits classés permet également de discerner la relative immodération du régime pluvial océanique aux 3 stations de la Moselle et à la station de la Sarre inférieure. Ces courbes présentent leur convexité vers les axes, elles sont donc approximativement concaves vers le haut. Leur concavité très prononcée implique que le débit médian (DC 6) soit inférieur au module global ; la différence entre l'un et l'autre est d'autant plus forte d'ailleurs que la courbe est plus concave, c'est-à-dire que les débits journaliers très faibles durent plus longtemps

---

(1) Ce n'est pas au cours de la période 1936-1960, retenue pour Cochem, qu'ont été enregistrés les débits journaliers maximal et minimal connus de la Moselle. Le débit maximal connu s'est élevé à 4 100 m 3/s le 31 décembre 1925.

FIG.48 DEBITS CLASSES DE LA MOSELLE A COCHEM

(1936 - 1960)

(d'après le "Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch")

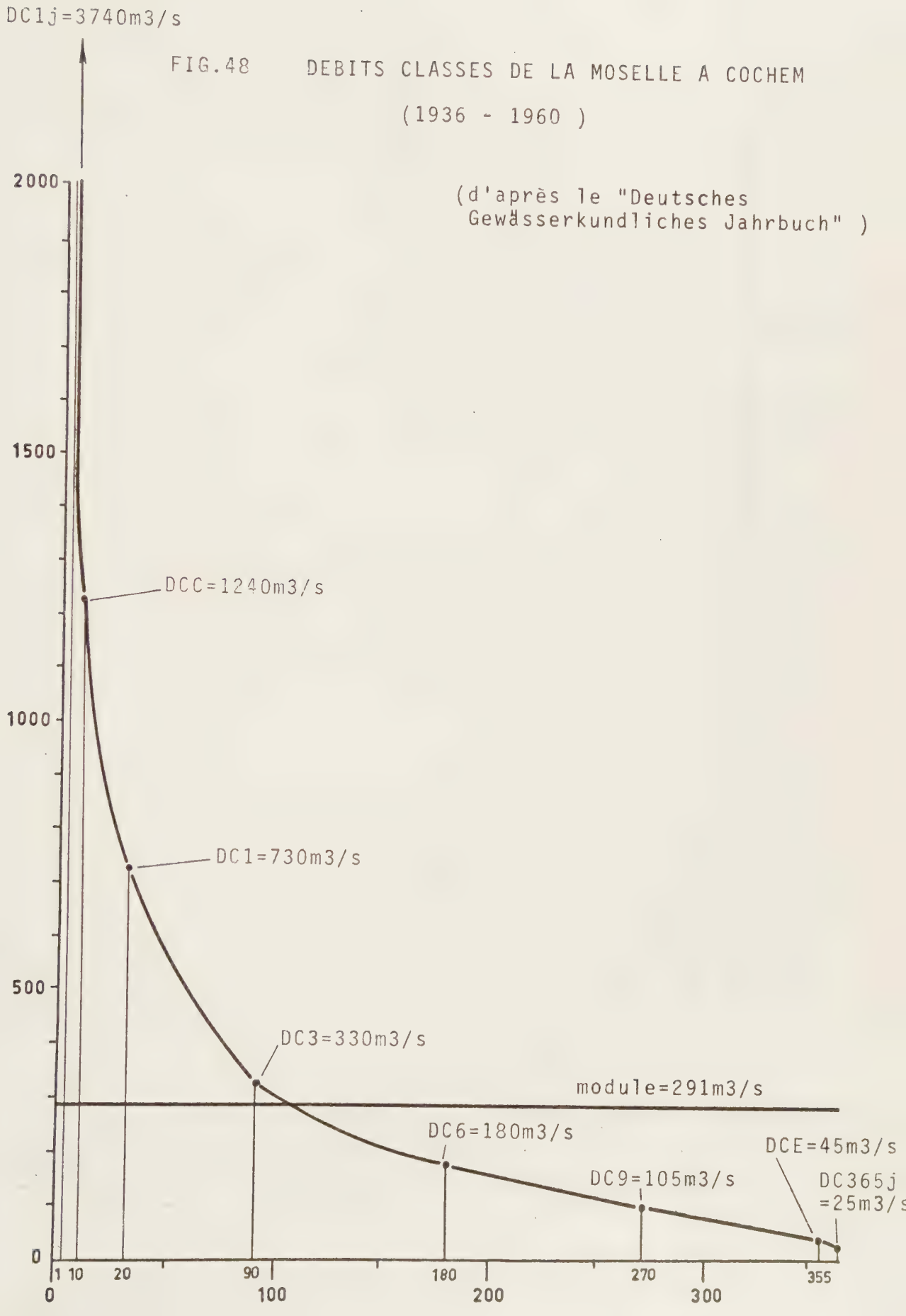
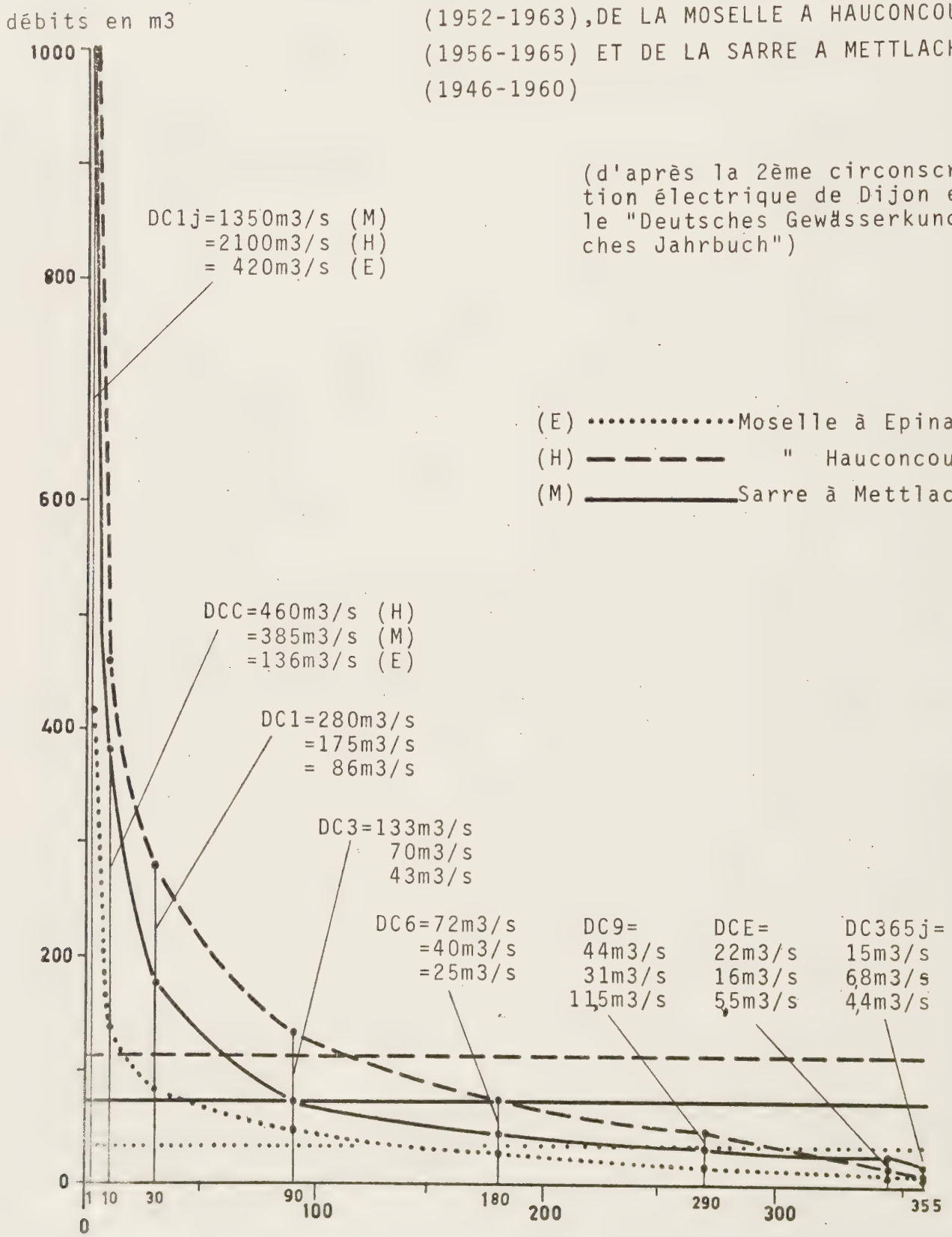


FIG.49 . DEBITS CLASSES DE LA MOSELLE A EPINAL (1952-1963), DE LA MOSELLE A HAUCONCOURT (1956-1965) ET DE LA SARRE A METTLACH (1946-1960)



et que les facteurs intersaisonniers de pondération agissent moins, en l'occurence les accumulations et les restitutions souterraines (M. Pardé, 1964c).

Si dans le régime glaciaire ou dans le régime pluvial méditerranéen très peu pondérés, la longue période de basses eaux rend le débit médian au plus égal à 50 ou 60 % du module, par contre le rapport du débit médian au module, appelé parfois coefficient de débit médian, passe à 70 ou à 80 % pour de nombreux cours d'eau des montagnes tempérées, à régime nivo-pluvial ou pluvio-nival, plus complexe et par là même plus pondéré. Ce coefficient peut atteindre 90 % sur certains grands organismes fluviaux à régime très complexe et de ce fait modéré.

Le coefficient de débit médian, au cours des périodes considérées, s'est élevé à 55 % pour la Sarre à Mettlach, à 62 % pour la Moselle à Cochem, à 64 % pour la Moselle à Hauconcourt et à 71 % pour la Moselle à Epinal. La Moselle possède donc un régime peu pondéré, mais cette immodération relative est plus sensible à l'aval qu'à l'amont du bassin, où intervient l'influence montagnarde et nivale.

Si l'on remplace les valeurs brutes ou spécifiques des débits journaliers par des coefficients journaliers de débits, il est possible de comparer entre eux des cours d'eau véhiculant des débits fort différents (1). M. Pardé a calculé les valeurs-types des débits caractéristiques et classés, exprimés en coefficients de débits, pour les principaux régimes fluviaux (1942). Les valeurs-types de DCC et DCE indiquent assez bien le degré de pondération ou d'immodération des cours d'eau.

---

(1) Les coefficients journaliers de débits sont calculés de la même façon que les coefficients mensuels de débits, ce sont les rapports entre les débits journaliers caractéristiques et les modules.

Le régime pluvial océanique connait une immodération toute relative. Le débit caractéristique de crue, exprimé en coefficient journalier de débit, varie de 2 à 3,5 en général, alors qu'il atteint 3 à 3,7 en régime nival de montagne, 3,2 à 4 en régime nivo-glaciaire, 3,8 à 4,5 en régime glaciaire, 4 à 5 en régime nival de plaine, et 5 à 6,5 en régime pluvial méditerranéen très immodéré.

Le débit caractéristique d'étiage est de l'ordre de 0,15 à 0,25, tout comme en régime nivo-glaciaire ou en régime nival de plaine, il est donc largement supérieur aux valeurs caractérisant des régimes très peu pondérés comme le régime glaciaire (0,04 à 0,15) et surtout le régime pluvial méditerranéen (0,01 à 0,10).

Les valeurs propres à la Moselle sont assez proches des valeurs-types en milieu tempéré océanique, du moins en ce qui concerne DCE : 0,15 à Epinal, 0,14 à Hauconcourt, 0,15 à Cochem. Les valeurs de DCC, exprimé en coefficient de débit, sont toutefois légèrement supérieures aux valeurs-types : 3,9 à Epinal, 4,1 à Hauconcourt, 4,2 à Cochem; or il ne peut être question de mettre en doute les débits caractéristiques en hautes eaux ou en crue de la Moselle, spécialement à la station de Cochem. Cet écart est tout simplement imputable aux périodes de référence différentes adoptées.

Le régime de la Moselle inférieure apparaît donc comme pondéré, si on le compare aux régimes simples de la haute montagne, du domaine continental de plaine ou du domaine méditerranéen extramontagnard. Son immodération toute relative, que l'on a pu mettre en évidence grâce aux débits journaliers et à leurs fréquences, se manifeste surtout dans les formes extrêmes de l'écoulement : étiages et crues, qui échappent elles aussi totalement aux moyennes mensuelles de débits communément utilisées dans l'étude des variations saisonnières. Mais, l'originalité majeure du régime mosellan est, sans conteste, sa grande irrégularité interannuelle, tout à fait caractéristique du milieu tempéré océanique.

B. - Les variations saisonnières des débits lors d'années particulières. L'irrégularité interannuelle du régime pluvial océanique

Le régime saisonnier de la Moselle à Cochem connaît des modifications notables selon les années ou les groupes d'années. L'irrégularité du régime mosellan est cependant moins prononcée que celle des cours d'eau océaniques des régions exclusivement de plaines ou de plateaux, du fait de l'influence montagnarde et nivale. Elle est néanmoins forte en comparaison de la régularité qui caractérise par exemple les régimes glaciaire, nival de montagne ou de plaine.

Cette irrégularité des variations saisonnières des débits est liée, de toute évidence, comme en milieu méditerranéen, à l'extrême variabilité interannuelle et intersaisonnière des précipitations que l'on a longuement soulignée (Première Partie - Chapitre III). Le caractère "fantasque" ou "capricieux" des précipitations est lui-même inhérent à l'instabilité des types de temps en milieu tempéré océanique. L'irrégularité des températures, qui en découle, est certes moins manifeste, mais son rôle sur la variabilité de l'écoulement ne saurait, lui non plus, être sous-estimé.

1.- Modifications du régime saisonnier selon les années

L'irrégularité du régime mosellan d'une année à l'autre ressort parfaitement de différentes séries de valeurs représentatives : les rapports des moyennes mensuelles extrêmes particulières et la répartition effective de ces moyennes extrêmes au cours de l'année hydrologique, les valeurs des moyennes mensuelles particulières et leur distribution statistique, enfin les valeurs des débits caractéristiques et classés lors de certaines années à forte ou à faible hydraulicité.

A Cochem, en 60 années d'observations hydrométriques, le rapport des moyennes mensuelles extrêmes particulières atteint 22,5 en décembre, 11,7 en janvier, 14 en février, 13,3 en juillet, 9,3 en août. Ce rapport est

supérieur pour la Loire inférieure à Montjean au cours des 70 années retenues par M. Pardé, soit respectivement 29,8, 14,5, 19,3, 10,3 et 11,8 (1964c), ce qui revient à dire que l'irrégularité du régime ligérien à l'aval est plus prononcée que celle de la Moselle. De plus, la variabilité moyenne pour chaque mois, surtout en saison froide, est plus marquée que celle des modules. Pour la période envisagée, le rapport des modules extrêmes de la Moselle ne s'est élevé, on l'a dit, qu'à 4,4.

Autre signe d'irrégularité, les valeurs moyennes mensuelles très inégales ou parfois extrêmes des débits peuvent se suivre parfois d'une année à l'autre : décembre 1953 : 1 270 m 3/s et décembre 1954 : 57 m 3/s ; avril 1921 : 76 m 3/s et avril 1922 : 835 m 3/s ; août 1948 : 344 m 3/s et août 1949 : 37 m 3/s (tableau XXXII).

En outre, la moyenne mensuelle maximale d'une année quelconque peut survenir pratiquement en n'importe quel mois de saison froide. De 1901 à 1960, cette moyenne maximale a été atteinte certes 24 fois en janvier, 14 fois en février, 11 fois en mars, mais également 5 fois en novembre, 3 fois en décembre, 2 fois en juillet et une fois en octobre. Ainsi le débit moyen mensuel maximal correspond dans 40 % des cas à janvier, qui possède par ailleurs le plus fort coefficient mensuel de débit en année moyenne. La fréquence certes limitée du maximum mensuel en juillet traduit néanmoins la possibilité sinon de crues, du moins de hautes eaux durables ou répétées en ce mois.

De même, le débit moyen mensuel minimal d'une année quelconque peut se placer en n'importe quel mois de saison chaude ; il a été enregistré, au cours de la même période de référence, 16 fois en août, 16 fois en septembre, mais également 12 fois en juillet, 7 fois en octobre, 5 fois en novembre et 4 fois en juin. Dans plus de 50 % des cas, la moyenne mensuelle minimale se situe donc soit en août, soit en septembre. Ces deux mois se signalent, on l'a montré, par leurs assez faibles coefficients moyens mensuels de débits. Quant à la fréquence non négligeable des débits mensuels minimaux en octobre

et en novembre, elle s'explique par la persistance de la période d'étiages jusqu'au début de la saison froide, lors de certains grands étés secs et chauds (Deuxième Partie - Chapitre IV).

La représentation de la distribution statistique des diverses moyennes mensuelles particulières par un histogramme donne une idée encore plus précise de leur réelle dispersion et donc de l'irrégularité interannuelle du régime de la Moselle à Cochem (fig. 50).

On s'est contenté de figurer sur l'histogramme pour chaque mois les valeurs du débit moyen, du débit médian, du premier et du dernier décile, ainsi que les valeurs extrêmes des moyennes mensuelles de 1901 à 1960.

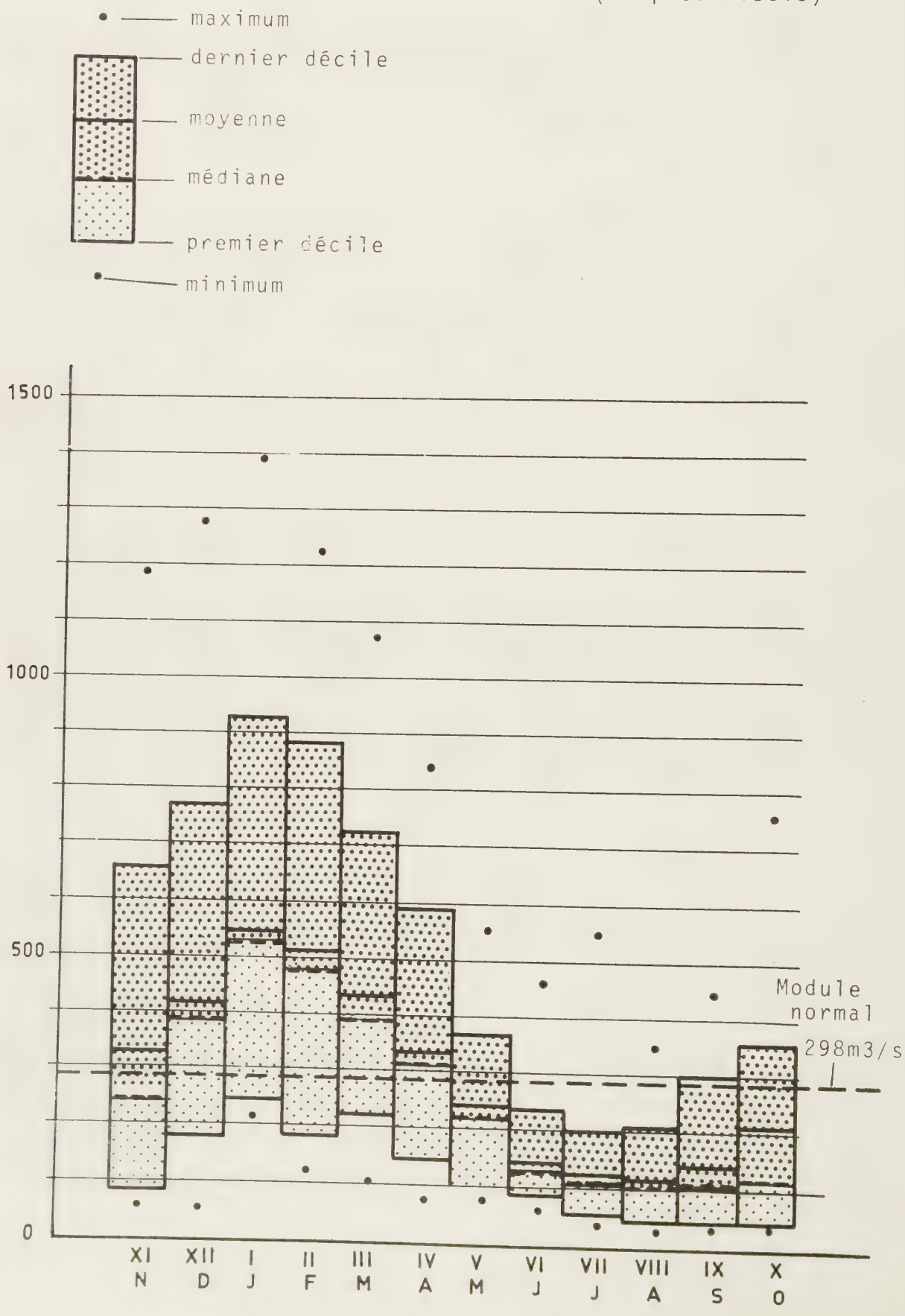
On se limitera, de ce fait, à quelques remarques d'ordre général. Même si les écarts en valeur absolue sont les plus grands en saison froide, la variabilité des débits mensuels est également importante en saison chaude ; le rapport des moyennes saisonnières extrêmes particulières s'élève ainsi à 4,2 en saison chaude contre 4,5 en saison froide. D'autre part, l'écart notable entre la moyenne et la médiane en chaque mois souligne lui aussi l'irrégularité des variations saisonnières.

Les valeurs caractéristiques et classées des débits journaliers lors de certaines années à forte et à faible hydraulicité confirment également l'extrême variabilité du régime pluvial océanique.

Les années 1958 et 1959 ont été retenues, non pas qu'elles aient été d'une abondance ou d'une indigence fluviale exceptionnelles, mais parce qu'elles permettent une comparaison en plusieurs stations du bassin. Elles sont, d'ailleurs, assez représentatives de périodes respectivement humide et sèche.

FIG.50 IRREGULARITE INTERANNUELLE DES DEBITS MOYENS MENSUELS DE LA MOSELLE A COCHEM (1901-1960)

(d'après P.Bois)



Les écarts en valeur absolue entre les divers débits caractéristiques et classés sont suffisamment marqués pour que l'on ne s'attarde pas longuement sur ce point. On s'en tiendra donc à certaines valeurs extrêmes.

C'est ainsi que le débit journalier minimal absolu est passé de 94 m 3/s en 1958 à 35 m 3/s en 1959 à Cochem et le débit maximal absolu s'est abaissé de 2 990 m 3/s à 1 640 m 3/s (fig.51). Ces débits journaliers minimaux et maximaux extrêmes ont atteint respectivement 32 et 9,7 m 3/s, 2 100 et 880 m 3/s à Hauconcourt, 9,5 et 4,4 m 3/s, 420 et 330 m 3/s à Epinal, 27 et 19,5 m 3/s, 1 150 et 604 m 3/s à Mettlach sur la Sarre (fig. 52 et 53).

Le débit caractéristique d'étiage, exprimé en coefficient journalier de débit, a varié quant à lui de 0,28 en 1958 à 0,14 en 1959 à Cochem, de 0,23 à 0,13 à Hauconcourt et de 0,21 à 0,14 à Epinal. Les valeurs respectives de DCC pour 1958 et 1959 ont également varié dans des limites appréciables : 4,6 et 4,1 à Cochem, 4,7 et 4,0 à Hauconcourt, 4,6 et 3,9 à Epinal.

L'irrégularité du régime pluvial océanique de la Moselle ne doit donc pas être recherchée uniquement à partir des moyennes mensuelles de débits, mais également dans les valeurs journalières et effectives de ces débits. La grande variabilité du régime se manifeste également selon les groupes d'années.

2.- Modifications du régime saisonnier selon les groupes d'années

D'un groupe d'années à l'autre, on observe aussi pour les débits moyens de chaque mois une forte irrégularité, irrégularité d'autant moins nette d'ailleurs que l'on considère des suites d'années plus longues. On comparera ainsi successivement entre elles à la station de Cochem des périodes décennales, puis des périodes de 30 ans.

Nous avons calculé les débits moyens mensuels et saisonniers pour 6 décennies successives à Cochem (tableau XL). Pour chacune de ces

FIG. 51 DEBITS CLASSES DE LA MOSELLE A COCHEM EN ANNEE A FORTE HYDRAULICITE (1958) ET EN ANNEE A FAIBLE HYDRAULICITE (1959).

(d'après le "Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch")

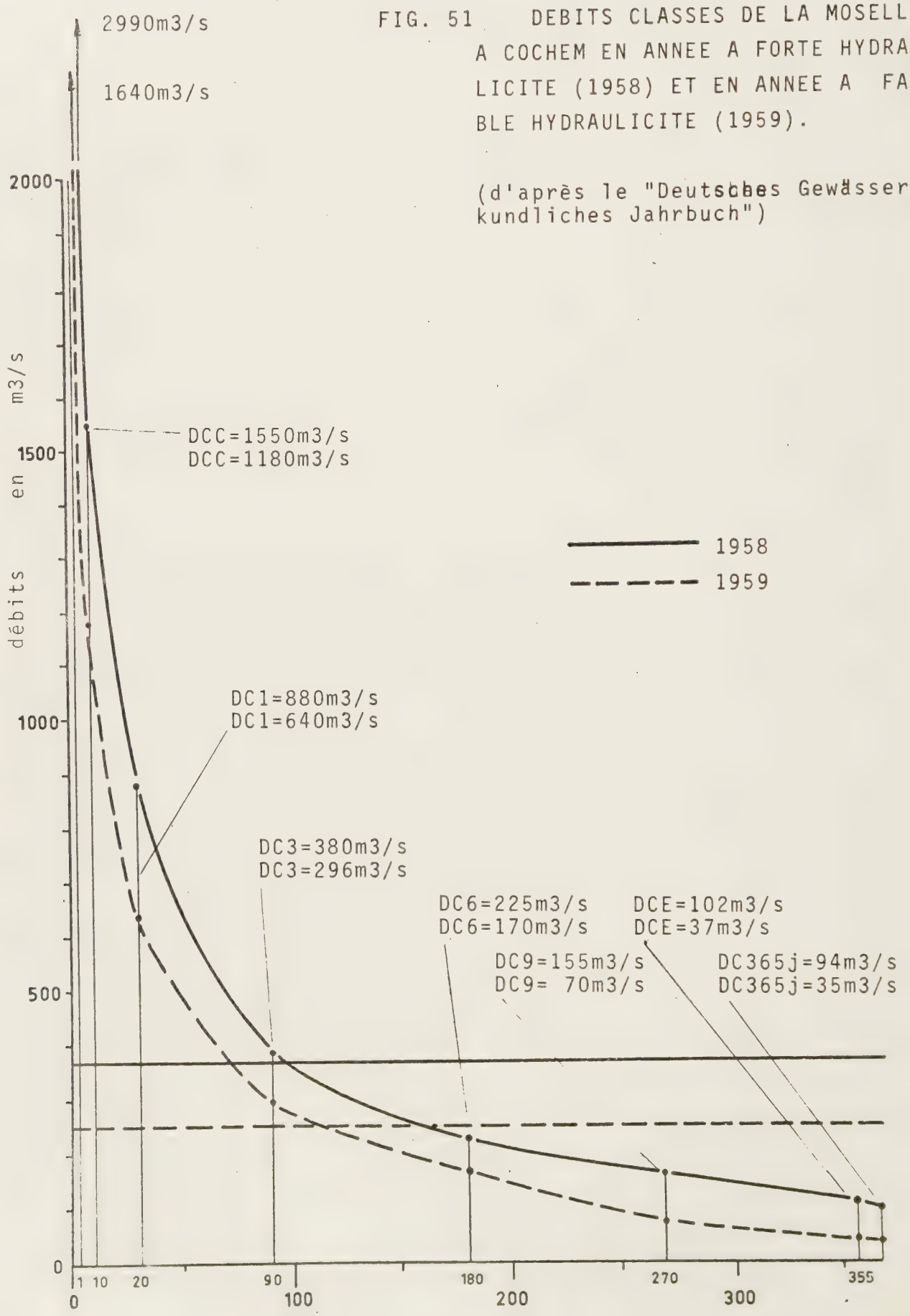


FIG.52 DEBITS CLASSES DE LA MOSELLE A EPINAL DE LA MOSELLE A HAUCONCOURT ET DE LA SARRE A METTLACH EN ANNEE A FORTE HYDRAULICITE (1958)

(d'après la 2ème Circonscription électrique de Dijon et le"Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch")

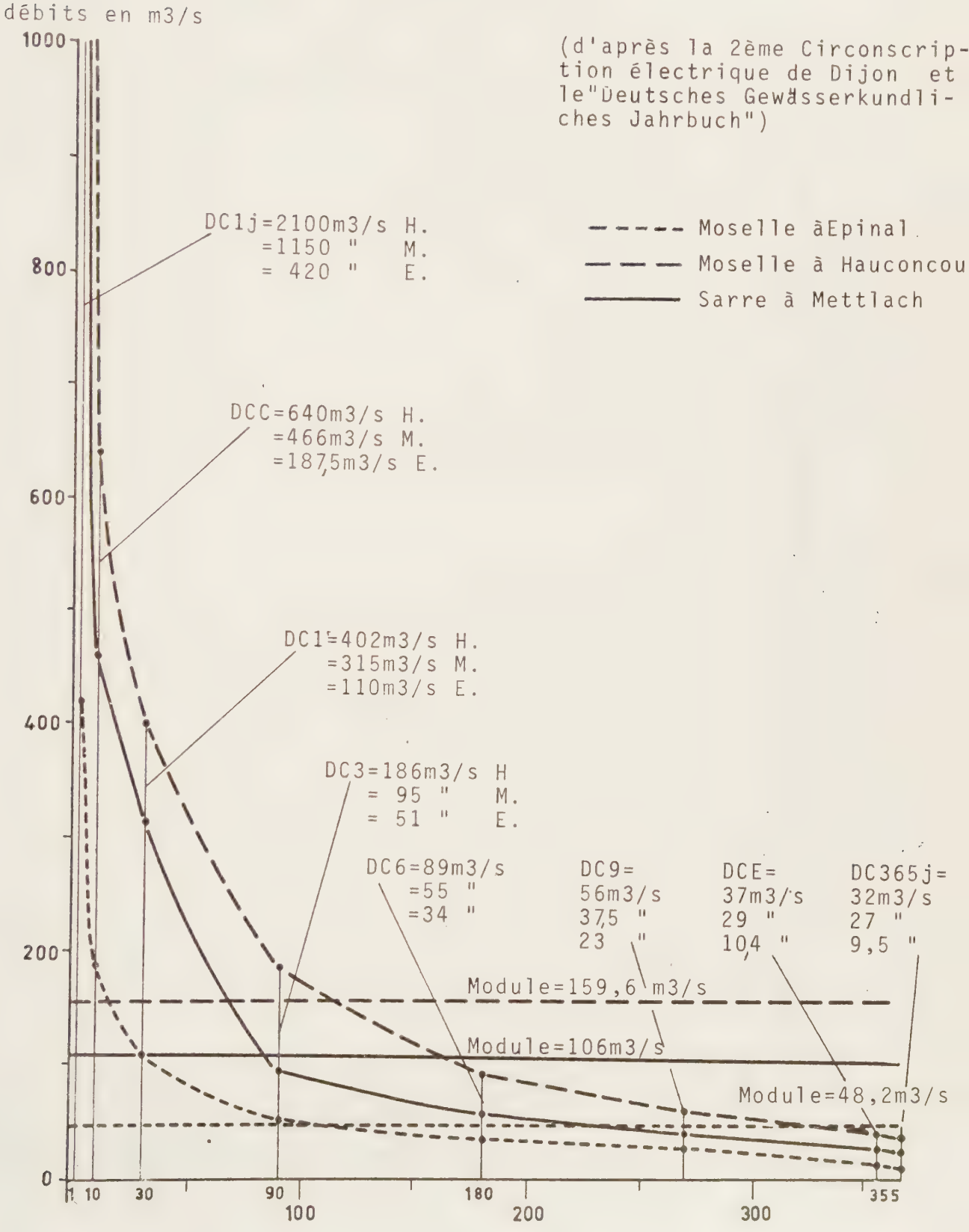
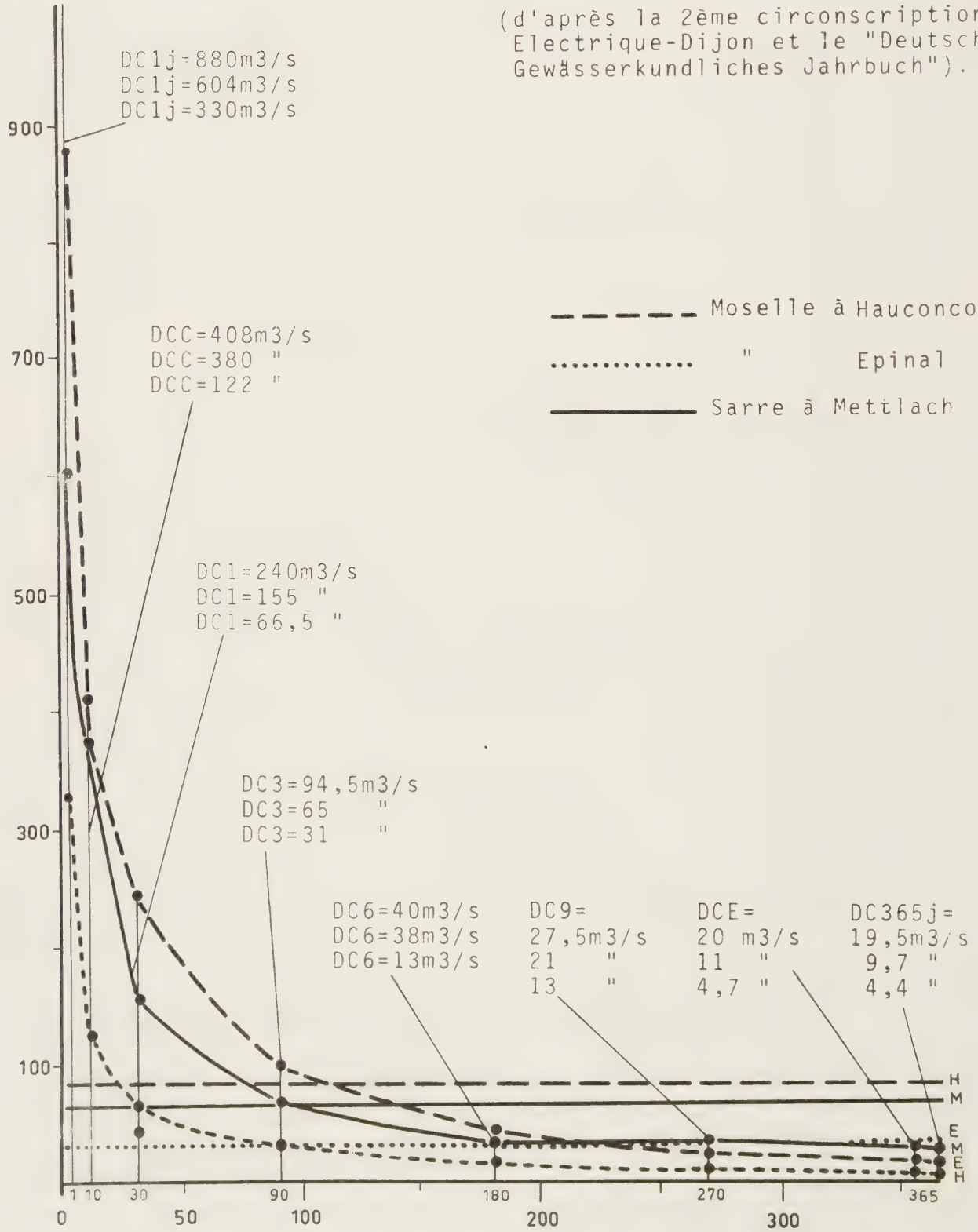


FIG.53 DEBITS CLASSES DE LA MOSELLE A EPINAL, DE LA MOSELLE A HAUCONCOURT ET DE LA SARRE A METTLACH EN ANNEE A FAIBLE HYDRAULICITE (1959).

(d'après la 2ème circonscription Electrique-Dijon et le "Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch").



périodes, on note tantôt l'abondance, tantôt une indigence véritable.

La décennie 1941-1950 a été en de nombreux mois la plus indigente et la décennie 1911-1920 la plus abondante, mais une grande variabilité de fait règne dans la répartition des débits moyens mensuels minimaux et maximaux. Novembre offre ainsi 202 m 3/s en 1901-1910 et 410 m 3/s en 1931-1940, décembre 343 m 3/s en 1941-1950 et 609 m 3/s en 1911-1920, janvier 442 m 3/s en 1901-1910 et 640 m 3/s en 1911-1920, février 421 m 3/s en 1921-1930 et 571 m 3/s en 1941-1950, mars 405 m 3/s en 1921-1930 et 505 m 3/s en 1911-1920, avril 260 m 3/s en 1941-1950 et 415 m 3/s en 1911-1920, mai 159 m 3/s en 1941-1950 et 291 m 3/s en 1921-1930, juin 140 m 3/s en 1901-1910 et 181 m 3/s en 1921-1930, juillet 121 m 3/s en 1921-1930 et159 m 3/s en 1901-1910, août 107 m 3/s en 1901-1910 et 141 m 3/s en 1931-1940, septembre 99 m 3/s en 1941-1950 et 162 m 3/s en 1921-1930, octobre enfin 114 m 3/s en 1941-1950 et 268 m 3/s en 1921-1930.

Pour chacun de ces mois, le rapport des moyennes mensuelles globales extrêmes est le plus souvent supérieur à 1,5 et même parfois à 2 : 2,35 en octobre, 2,02 en novembre , 1,82 en mai, 1,77 en décembre, 1,63 en septembre, 1,59 en avril... Or, le rapport des modules décennaux extrêmes, soit 334 m 3/s (1911-1920) et 261 m 3/s (1941-1950), atteint seulement 1,29.

Par ailleurs, dans le cas de la Loire inférieure à Montjean étudié par M. Pardé (1964c), le rapport des débits globaux mensuels extrêmes pour les 7 décennies considérées est en tous les mois voisin de 2 et souvent même largement supérieur à cette valeur. Les modifications du régime saisonnier de la Loire sont donc plus prononcées que celles qui caractérisent les variations saisonnières de la Moselle. L'influence montagnarde et nivale tempère ainsi quelque peu le caractère fantasque des précipitations sur le bassin mosellan.

D'une décennie à l'autre, le régime saisonnier du cours d'eau, même estimé d'après les seules moyennes mensuelles des débits, change de physionomie et de sérieux décalages s'observent pour les dates du maximum et

TABLEAU XL

DEBITS MOYENS MENSUELS, SAISONNIERS ET
ANNUELS DECENNAUX DE LA MOSELLE A COCHEM (m^3/s)

	N	D	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	Saison froide	Saison chaude	Année
1901 - 1910	202	395	442	498	501	314	288	140	159	107	132	176	391	170	280
1911 - 1920	404	609	640	452	505	415	240	148	122	109	148	171	515	156	334
1921 - 1930	390	401	506	421	405	353	291	181	121	119	162	268	403	179	307
1931 - 1940	410	359	559	553	441	401	270	161	139	141	159	236	456	183	319
1941 - 1950	289	343	497	571	421	260	159	151	128	114	99	114	395	128	261
1951 - 1960	203	471	568	529	423	298	189	154	142	139	129	176	415	156	285
Rapport des valeurs extrêmes	2,02	1,77	1,45	1,35	1,25	1,59	1,82	1,29	1,31	1,31	1,63	2,35	1,31	1,42	1,29

du minimum. On relève, au cours des 6 décennies choisies, quatre maximums moyens en janvier (1911-1920, 1921-1930, 1931-1940 et 1951-1960) un en février (1941-1950) et un en mars (1901-1910). Des anomalies de même sens peuvent donc prédominer en un mois donné, ici en janvier, pendant plusieurs décennies successives, de 1910 à 1940. A cet égard, le régime de la Moselle à Cochem est donc moins irrégulier que celui de la Loire à Montjean, puisque M. Pardé a noté, pour les 7 décennies retenues, trois maximums moyens en janvier, autant en février et un seul en mars.

En ce qui concerne les minimums moyens décennaux de la Moselle, trois se placent en août (1901-1910, 1911-1920, 1921-1930), deux en septembre (1941-1950 et 1951-1960), un en juillet (1931-1940), ce qui traduit une irrégularité légèrement plus marquée en saison chaude qu'en saison froide.

Le découpage utilisé est évidemment assez arbitraire et il conviendrait de prendre en compte des décennies ou des groupes d'années plus variés et donc plus proches des fluctuations véritables de l'écoulement fluvial. L'analyse des modifications qu'enregistrent les variations saisonnières des débits dans le cadre de ces décennies n'en a pas moins permis d'approfondir le caractère d'irrégularité inhérent au régime de la Moselle et des cours d'eau océaniques en général.

Deux périodes de 30 ans, quelque peu arbitraires elles aussi, peuvent être considérées à leur tour : 1901-1930 et 1931-1960 (tableau XLI).

Le rapport des modules globaux de ces périodes : 307 m 3/s (1901-1930) et 288 m 3/s (1931-1960) atteint 1,06, il reste donc le plus souvent inférieur aux rapports synchrones en tout mois : 1,20 en février, 1,19 en janvier ... Pourtant ces rapports de la Moselle à Cochem sont ici encore moins élevés que ceux de la Loire à Montjean, au régime plus franchement irrégulier. M. Pardé cite ainsi un rapport de 1,83 en janvier, de 1,42 pour mars ... (1964c).

TABLEAU XLI

DEBITS MOYENS MENSUELS, SAISONNIERS ET ANNUELS
DE LA MOSELLE A COCHEM POUR DES PERIODES DE 30 ANS (m3/s)

	N	D	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	Saison froide	Saison chaude	Année
1901 - 1930	332	468	529	457	470	360	273	157	134	112	147	205	436	168	307
1931 - 1960	301	391	541	551	428	319	206	156	136	131	129	175	422	156	288

Les anomalies de même sens peuvent, on l'a vu, prédominer en un mois pendant plusieurs décennies successives et ce fait enlève indéniablement une part d'intérêt au classement des moyennes mensuelles globales calculées pour 30 années, d'autant que le cadre d'une décennie serre de plus près la réalité.

On peut toutefois noter que de 1901 à 1930 le maximum mensuel global, soit 529 m 3/s, se place en janvier, suivi de mars (470 m 3/s), de décembre (468 m 3/s) et puis seulement de février (457 m 3/s). Lors de la période suivante 1931-1960, c'est février qui prend l'avantage avec 551 m 3/s, suivi de janvier (541 m 3/s)et de mars (428 m 3/s). Le minimum mensuel global se situe soit en août avec 112 m 3/s (1901-1930), soit en septembre avec 129 m 3/s (1931-1960).

Les modifications du régime saisonnier de la Moselle à Cochem, envisagées à une telle échelle, ne reflètent donc pas de changement notable dans les conditions de l'écoulement fluvial, elles confirment en les atténuant les conclusions de l'étude de périodes décennales plus brèves quant au rôle primordial de l'irrégularité des précipitations.

La variabilité du régime mosellan est manifeste, quelle que soit l'échelle de référence adoptée ; elle est cependant moins forte que pour la Loire inférieure à Montjean, par suite d'une influence montagnarde et nivale plus marquée et déjà maintes fois signalée. Cette influence de la montagne implique,d'ailleurs, des nuances dans le régime saisonnier suivant les secteurs du bassin.

II. - Les nuances régionales du régime fluvial dans le bassin de la Moselle

Les conditions variées de l'alimentation et de l'écoulement impriment aux affluents et à la Moselle elle-même des nuances sensibles dans

les variations saisonnières des débits, dont le régime pluvial océanique teinté d'influence nivale à Cochem n'est que la résultante.

L'inégale valeur de la documentation relative aux débits rend délicate l'étude des nuances du régime moyen (Deuxième Partie - Chapitre I). Les séries de débits en la plupart des stations sont brèves et peu homogènes. Les périodes utilisables pour la Moselle ne portent ainsi que sur 7 ans à Noirgueux, 17 ans à Epinal, 9 ans à Toul, 13 ans à Hauconcourt et 10 ans à Trèves (tableau XXXVIII). Les séries de débits disponibles pour maints affluents sont également courtes : 15 ans pour la Sarre à Mettlach et la Kleine Dhron à Dhrontalsperre, 10 ans pour la Syre à Mertert, l'Attert à Colmar-Berg et la Wilz à Winseler, 9 ans pour la Meurthe à Malzéville (tableau XLII). Par ailleurs, les périodes d'observations des débits aux autres stations hydrométriques ne dépassent pas 5 ans et correspondent à des séries d'hydraulicité fort variée.

L'emploi de telles données comporte sans nul doute de graves inconvénients. Il est bien évident que, du fait de l'irrégularité des régimes saisonniers en milieu tempéré océanique, les moyennes mensuelles de débits et donc les coefficients moyens mensuels de débits retenus peuvent subir les importantes modifications que l'on sait, selon les groupes d'années.

Des extrapolations, fondées sur des données pluviométriques peu sûres, n'auraient pourtant pas permis de parvenir à des résultats bien meilleurs. Les conclusions, auxquelles mènent les séries de débits utilisées, ne peuvent donc être qu'approximatives, mais il ne nous semble pas qu'elles soient contestables dans leurs grandes lignes.

Parallèlement aux courbes très expressives des coefficients moyens mensuels de débits aux différentes stations de la Moselle et de ses principaux affluents, on a jugé intéressant de dresser une carte synthétique des nuances du régime saisonnier dans le bassin, selon la méthode ingénieuse proposée par R. Keller, dans le cadre de la Commission Internationale de

Géographie pour la Décennie Hydrologique Internationale (1968b). L'auteur a d'ailleurs esquissé lui-même dans sa carte générale des régimes fluviaux en Europe centrale certaines des nuances régionales du régime dans le bassin mosellan.

Le principe d'une telle carte est simple (fig. 54), il consiste à figurer simultanément les valeurs extrêmes des coefficients moyens mensuels de débits en chaque station, classées suivant une échelle conventionnelle qui permet d'apprécier l'écart entre ces coefficients et par là même le degré de pondération ou d'immodération du régime, et les types de régime fluviaux ou leurs nuances par bassin ou par secteur de bassin (1).

La lecture de la carte est aisée, elle fournit de plus les caractéristiques essentielles des variations saisonnières des débits, d'autant que, grâce à une nomenclature appropriée, sont rappelés pour chaque station les ordres de grandeur des moyennes mensuelles minimale et maximale ainsi que le mois de ce minimum ou de ce maximum (2). Il faut toutefois noter que dans le cas de régimes complexes, comme le régime pluvio-nival, la figuration adoptée ne permet pas de mettre en valeur, l'existence d'un maximum et d'un minimum secondaires.

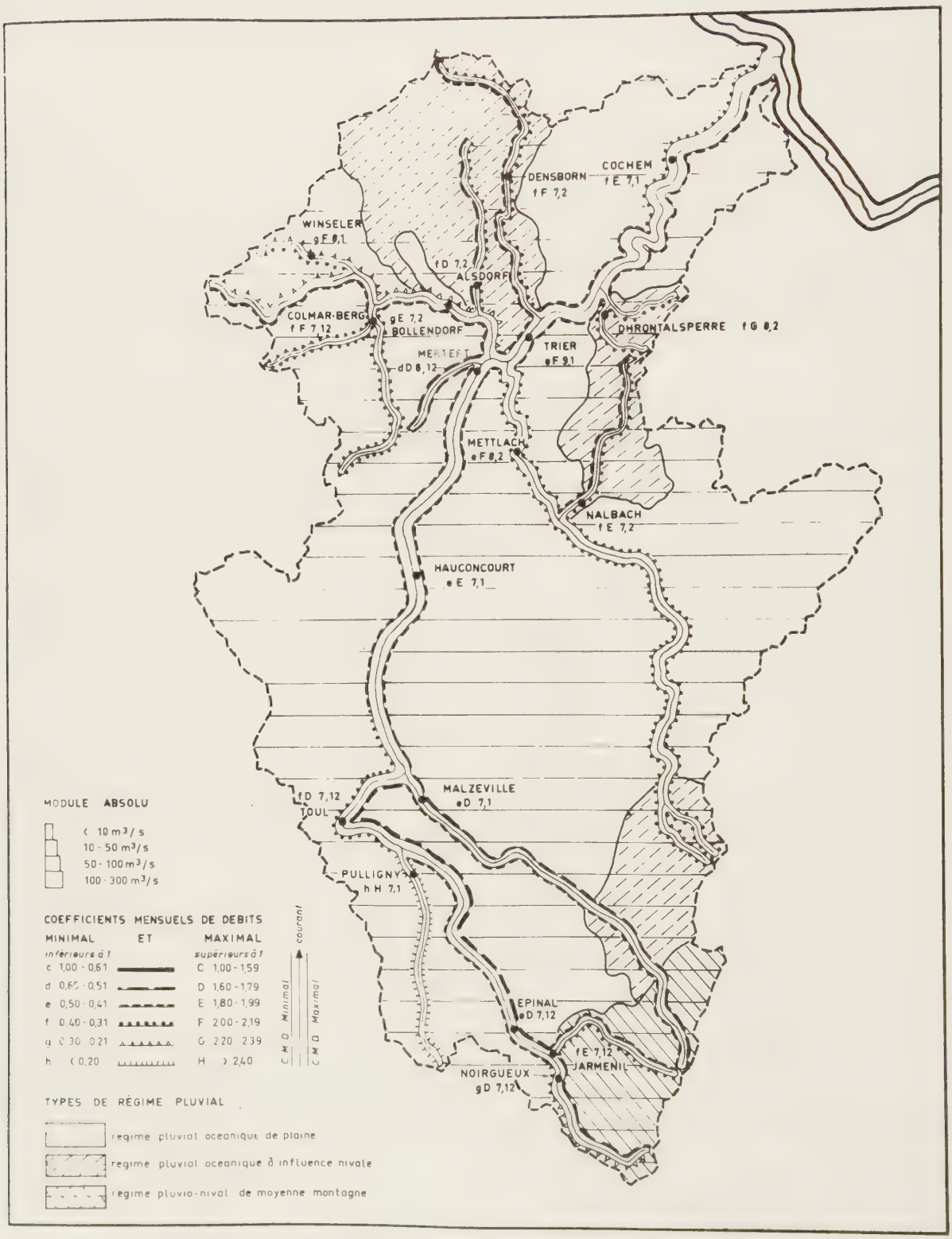
Il ressort de la carte que la Moselle supérieure et certains cours d'eau du massif vosgien possèdent un régime pluvio-nival caractéristique, alors que les affluents de la Moselle sur le Plateau Lorrain ont un régime

---

(1) La largeur affectée au figuré de chaque cours d'eau est proportionnelle au module absolu et les ordres de grandeur des coefficients moyens mensuels minimal et maximal sont indiqués respectivement à gauche et à droite dans le sens de l'écoulement.

(2) Ainsi, le coefficient moyen mensuel minimal de débit de la Moselle à Cochem, 0,40, appartient à la catégorie f (0,40-0,31) et se situe en juillet (7) ; le coefficient maximal quant à lui, 1,84, se rattache à la catégorie E (1,80-1,99) et se place en janvier (1). La référence précise de la station est donc simplement fE 7,1.

FIG.54 NUANCES REGIONALES DU REGIME FLUVIAL DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE.



strictement pluvial sans trace véritable d'influence nivale. Les affluents du bassin inférieur, issus des secteurs les plus élevés de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan, reflètent dans leur régime fondamentalement pluvial océanique une légère incidence nivale. Cette influence nivale successive à l'amont puis à l'aval du bassin donne un caractère original au régime de la Moselle d'Epinal à Trèves.

A.- Le régime pluvio-nival de montagne de certains cours d'eau vosgiens

C'est pour les cours d'eau des hautes Vosges centrales et méridionales qu'est la plus sensible la pénurie de données relatives aux débits.

Malgré sa stabilité médiocre, la station de Jarménil sur la Vologne inférieure a dû être retenue, car elle est la seule station exploitée sur un affluent d'importance au coeur du massif vosgien, pendant une brève période de 5 années d'ailleurs (tableau XLII). La station de Noirgueux sur la Moselle supérieure offre de bonnes conditions de stabilité et elle est elle-même fort caractéristique du milieu océanique de moyenne montagne (tableau XXXVIII).

Les différents coefficients moyens mensuels de débits attestent une influence nivale indéniable (fig. 55). Le régime saisonnier de la Vologne inférieure et de la Moselle supérieure est incontestablement pluvio-nival, tout comme celui de nombreux cours d'eau de la Forêt Noire voisine (W. Wundt, 1949).

Au cours de la saison froide, on relève deux maximums mensuels, le premier le plus important en décembre, soit 1,71 pour la Moselle et 1,94 pour la Vologne, lié aux précipitations liquides et à la fusion des premières neiges, le second moins marqué en mars, soit respectivement 1,49 et 1,39, déterminé certes par les pluies mais également par la fusion définitive de la

TABLEAU XLII

COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS
DES PRINCIPAUX AFFLUENTS DE LA MOSELLE

	Nuance pluvio-nivale	Nuance pluviale océanique					Nuance pluviale océanique à incidence nivale					
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
Novembre	1,32	0,87	0,94	1,12	1,33	1,15	1,58	1,57	0,90	1,60	1,73	0,85
Décembre	1,94	2,26	1,60	1,66	2,03	2,14	1,69	1,58	1,73	1,69	1,76	1,75
Janvier	1,30	2,49	1,76	1,60	1,85	2,17	1,54	1,69	2,04	1,70	1,51	2,09
Février	1,08	1,33	1,53	1,44	1,69	1,95	1,95	1,78	2,07	1,92	1,84	2,25
Mars	1,39	1,23	1,32	1,22	1,16	1,23	1,28	1,28	1,52	1,36	1,36	1,55
Avril	1,18	1,01	1,19	1,08	1,10	1,14	1,14	0,88	0,97	1,02	1,13	1,05
Mai	0,94	0,71	0,85	0,91	0,72	0,60	0,49	0,77	0,49	0,52	0,56	0,66
Juin	0,68	0,31	0,73	0,68	0,43	0,43	0,43	0,54	0,51	0,56	0,64	0,36
Juillet	0,39	0,20	0,43	0,56	0,39	0,29	0,27	0,40	0,49	0,35	0,36	0,36
Août	0,58	0,36	0,50	0,54	0,46	0,27	0,35	0,47	0,38	0,45	0,41	0,31
Septembre	0,65	0,61	0,52	0,55	0,42	0,37	0,46	0,52	0,41	0,48	0,43	0,32
Octobre	0,56	0,64	0,59	0,64	0,59	0,49	0,69	0,65	0,47	0,62	0,69	0,47

(1) A : Vologne à Jarménil (1964-1968).- B : Madon à Pulligny (1965-1968).-
C : Meurthe à Malzéville (1960-1968).- D : Syre à Mertert (1958-1967).-
E : Attert à Colmar Berg (1958-1967).- F : Wiltz à Winseler (1958-1967).-
G : Sûre à Bollendorf (1960-1964).- H : Nims à Alsdorf (1960-1964).-
I : Sarre à Mettlach (1946-1960).- J : Prims à Nalbach (1960-1964).-
K : Kyll à Densborn (1960-1964).- L : Kleine Dhron à Dhrontalsperre (1946-1960).

FIG.55 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS DE COURS D'EAU VOSGIENS.

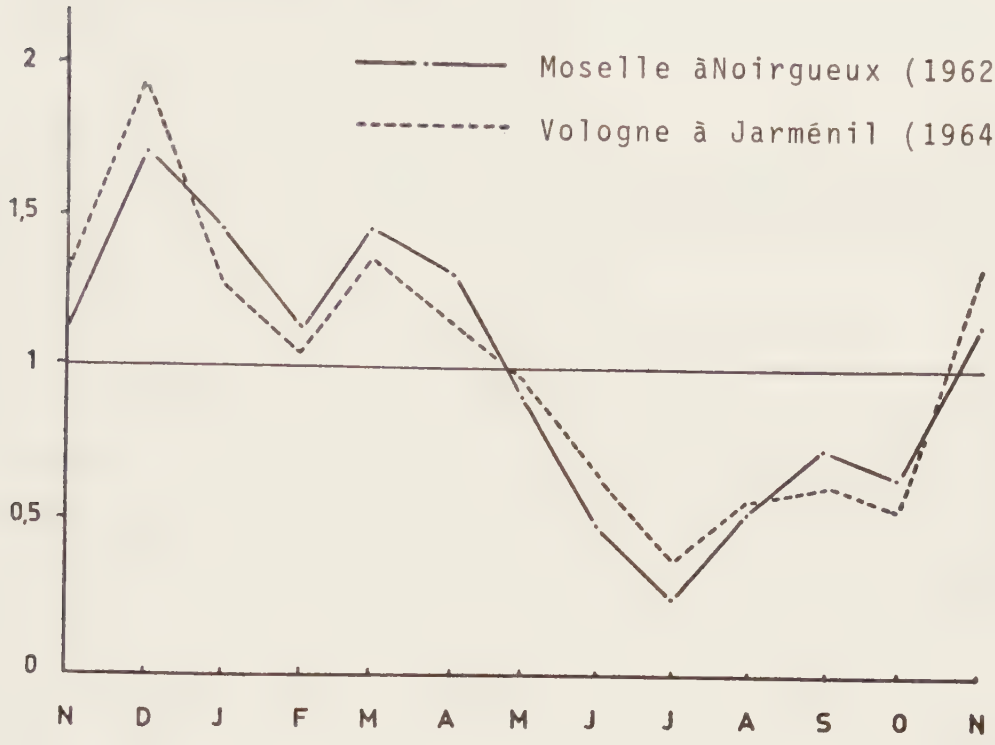
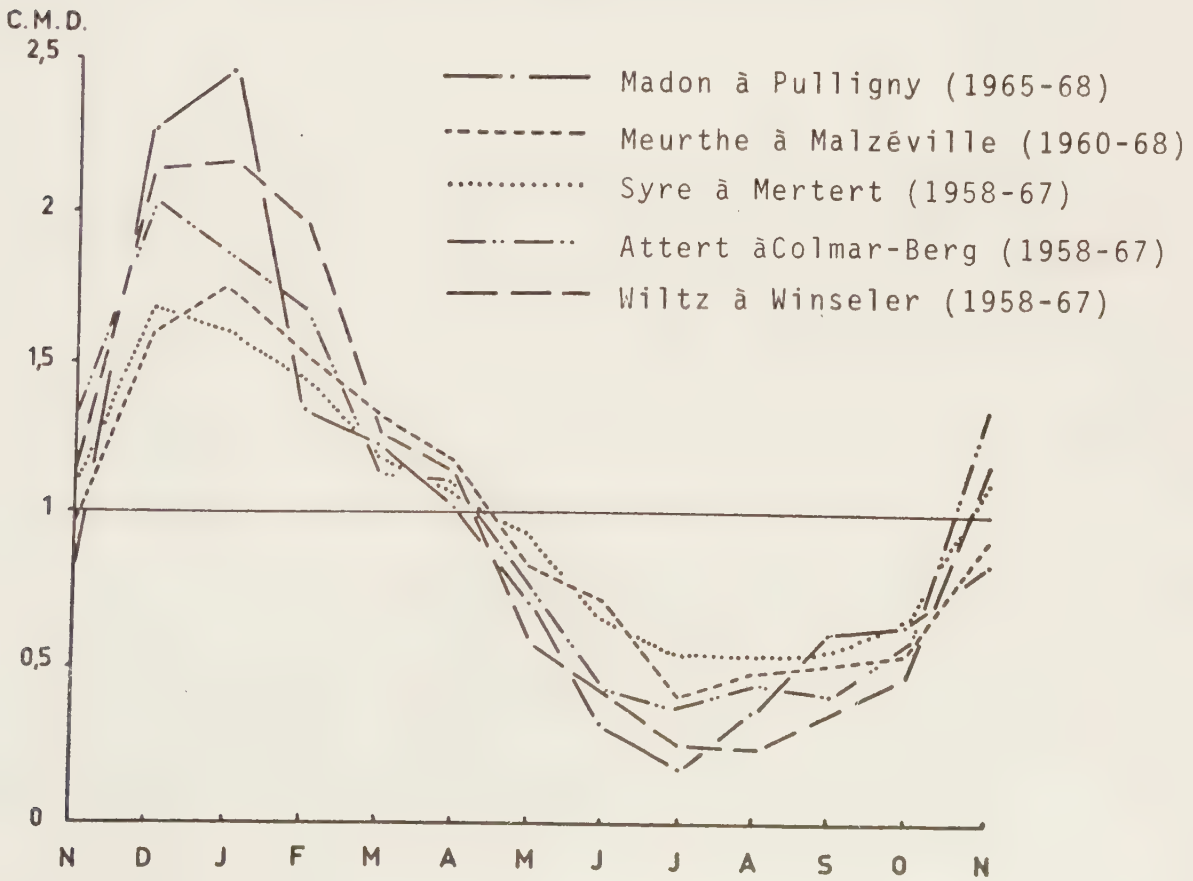


FIG.56 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS DE COURS D'EAU SUR LE PLATEAU LORRAIN.



couverture de neige, dont la durée moyenne atteint deux à trois mois dans les secteurs sommitaux de la chaîne (1).

De décembre à mars, il n'y a qu'une baisse infime de l'écoulement , le minimum secondaire de février est tout relatif ; les coefficients moyens mensuels correspondants sont supérieurs à l'unité, soit respectivement 1,15 et 1,08. La rétention nivale est donc assez peu efficace dans ce type de régime pluvio-nival très proche du régime pluvial pur et les mois de janvier et de février peuvent éprouver des crues généralisées tout comme décembre ou mars (Deuxième Partie - Chapitre V).

En saison chaude, le comportement de ces cours d'eau vosgiens diffère assez peu de celui des autres affluents du bassin ; le minimum mensuel principal très creusé, soit respectivement 0,25 et 0,39, se situe cependant dès juillet dans ce milieu océanique de montagne, tout comme dans les régions océaniques de latitude élevée (Irlande ou Suède méridionale).

Le régime pluvio-nival de la Moselle supérieure et de la Vologne s'apparente plus au régime de grands cours d'eau, comme l'Ain à Pont-d'Ain, la Dordogne à Argentat ou le Lot à Cahors, qu'à celui de petits cours d'eau de la montagne jurassienne, aux bassins sensiblement équivalents, tels l'Orbe aux Granges (M. Pardé, 1968).

Dans ce cas de l'Orbe, le maximum mensuel principal se place en avril et il dépasse largement en importance celui de novembre, soit 1,64 contre 1,10. D'autre part, le minimum secondaire de saison froide en février est prononcé, 0,89, du fait d'une rétention nivale plus efficace que dans le massif vosgien. Le minimum principal de l'Orbe en saison chaude (0,71) est beaucoup moins accusé que celui de la Moselle supérieure ou de la Vologne, par suite de la relative abondance pluviale en été mais aussi d'une restitu-

(1) Selon toute vraisemblance, la date de la moyenne mensuelle maximale absolue pourrait se situer aussi bien en janvier qu'en décembre, pour d'autres groupes d'années.

tion plus progressive des eaux de fusion nivale dans un bassin hautement perméable. Par contre, les coefficients moyens mensuels de débits minimaux de la Dordogne (0,35) et du Lot (0,29) sont semblables à ceux des cours d'eau vosgiens.

Le régime pluvio-nival de l'Orbe est enfin particulièrement pondéré ; le rapport des moyennes mensuelles extrêmes atteint seulement 2,3, alors que ce rapport s'élève, pour les brèves suites d'années considérées, à 6,9 à Noirgueux sur la Moselle et à 4,9 à Jarménil sur la Vologne, c'est-à-dire à des valeurs très proches de celles caractérisant la Dordogne (4,4) ou le Lot (5,8).

L'immodération relative du régime pluvio-nival des cours d'eau vosgiens tient au rôle relativement moins important de la neige dans l'alimentation fluviale. On a estimé la part de la fusion nivale dans l'écoulemnt à 8 - 10 % et à 15 % au plus dans ces bassins (Première Partie - Chapitre III tout comme dans le cas de l'Ain ou de la Dordogne; elle est donc très inférieure à celle qui intervient dans le bassin plus élevé de l'Orbe.

Le caractère pluvio-nival du régime doit être cependant plus affirmé dans certains petits bassins élevés et froids, comme celui de la Belbriette, où la part de la fusion nivale dans l'écoulement annuel dépasse largement 20 %. Ce régime d'altitude s'apparente, selon toute vraisemblance, à ceux du Menzenschwander Alb ou de la Wilgutach décrits par W. Wundt en Forêt Noire (1949). Le maximum d'avril est là aussi plus abondant que le maximum de décembre-janvier, mais le minimum secondaire de février n'est pas très prononcé.

Le régime pluvio-nival atténué de la Moselle supérieure et de la Vologne, pas très éloigné en définitive du régime pluvial pur, se retrouve vraisemblablement dans les bassins de la Moselotte et de la Meurthe supérieure en amont de Saint-Dié (fig. 54). Il a été signalé également sur le versant oriental des Vosges dans les bassins supérieurs de la Fecht

(P. Fernandopulle, 1962) et de la Liepvrette (F.R. de Sèze, 1963). De nombreux cours d'eau des Vosges centrales et septentrionales possèdent, par contre, un régime pluvial océanique marqué simplement d'une légère influence nivale.

Ainsi, l'influence nivale n'atteint jamais dans les Vosges l'importance qu'elle revêt dans d'autres moyennes montagnes océaniques plus élevées, telles que le Jura, le Massif Central ou les Préalpes, ce qui explique que le rôle de la neige sur le régime de la Moselle s'atténue très rapidement dès la sortie du massif vosgien, à Epinal.

B.- Le régime strictement pluvial océanique des cours d'eau sur le Plateau Lorrain

Les affluents de la Moselle sur le Plateau Lorrain lato sensu, donc dans la majeure partie du bassin, témoignent d'un régime strictement pluvial océanique ; l'influence de la neige n'est pas totalement nulle en saison froide, mais elle est toujours mineure, du fait de la faible durée de l'enneigement et de sa grande irrégularité.

Le Madon, la Meurthe inférieure, la Syre, la Sarre moyenne, divers affluents de la Sûre issus de l'Ardenne méridionale peu enneigée : Attert et Wilz, illustrent assez bien cette nuance dominante (tableau XLII et fig. 56). Il n'est pas nécessaire de revenir longuement sur les caractères principaux des variations saisonnières des débits déjà évoqués dans le cas de la Moselle à Cochem.

Le coefficient moyen mensuel maximal de débit, souvent élevé et dépassant parfois 2, se situe en décembre ou en janvier et la moyenne mensuelle minimale est atteinte en juillet ou en août (1). Le régime fluvial est ainsi

(1) Malgré la brièveté des séries considérées, on peut remarquer le rang assez remarquable de décembre, précédant ou suivant directement janvier, ce qui atteste sans nul doute du caractère exclusivement pluvial du régime.

directement soumis aux variations saisonnières assez accusées des températures et de l'évapotranspiration.

La précocité moyenne plus ou moins grande du minimum de saison chaude peut être mise en relation avec les possibilités d'accumulation en eaux souterraines propres à chaque bassin (Première Partie, Chapitre II). C'est ainsi que dans les bassins très peu perméables du Madon et de l'Attert, aux formations marno-calcaires et marneuses du Lias, la pénurie se fait sentir dès juillet. Par contre, les réserves en eaux souterraines sont plus abondantes dans les terrains à dominante calcaire du bassin de la Syre ou même dans le substratum schisteux dévonien du bassin de la Wiltz et le minimum moyen mensuel de l'écoulement est alors reporté en août.

On note pour tous ces cours d'eau du Plateau Lorrain le caractère d'immodération relative déjà signalé en milieu tempéré océanique. Les rapports des moyennes mensuelles extrêmes, portant sur de trop brèves périodes de référence, sont de toute évidence surestimés en certaines stations, comme Pulligny sur le Madon (12,4). Il sont généralement plus élevés que celui de la Moselle à Cochem : 5,1 pour l'Attert à Colmar-Berg, 8,0 pour la Wilz à Winseler ... Cependant le rapport très modéré de la Syre à Mertert, soit 3,0, révèle un régime pondéré grâce à une assez grande perméabilité du bassin.

C.- Le régime pluvial océanique à légère incidence nivale des cours d'eau issus de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan

Le régime des affluents de la Moselle inférieure est également pluvial océanique. Néanmoins, il est soumis à une influence nivale atténuée pour certains de ces cours d'eau issus des secteurs les plus élevés et les plus régulièrement enneigés de l'Ardenne, de l'Eifel et du Hunsrück : la Sûre inférieure à Bollendorf, à l'aval de la confluence de l'Our, la Nims à Alsdorf, la Sarre inférieure à Mettlach, à l'aval de la confluence de la Prims, la Kyll supérieure à Densborn et la Kleine Dhron à Dhrontalsperre (tableau XLII).

FIG.57 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS DE COURS D'EAU ISSUS DE L'ARDENNE ET DU MASSIF SCHISTEUX RHENAN.

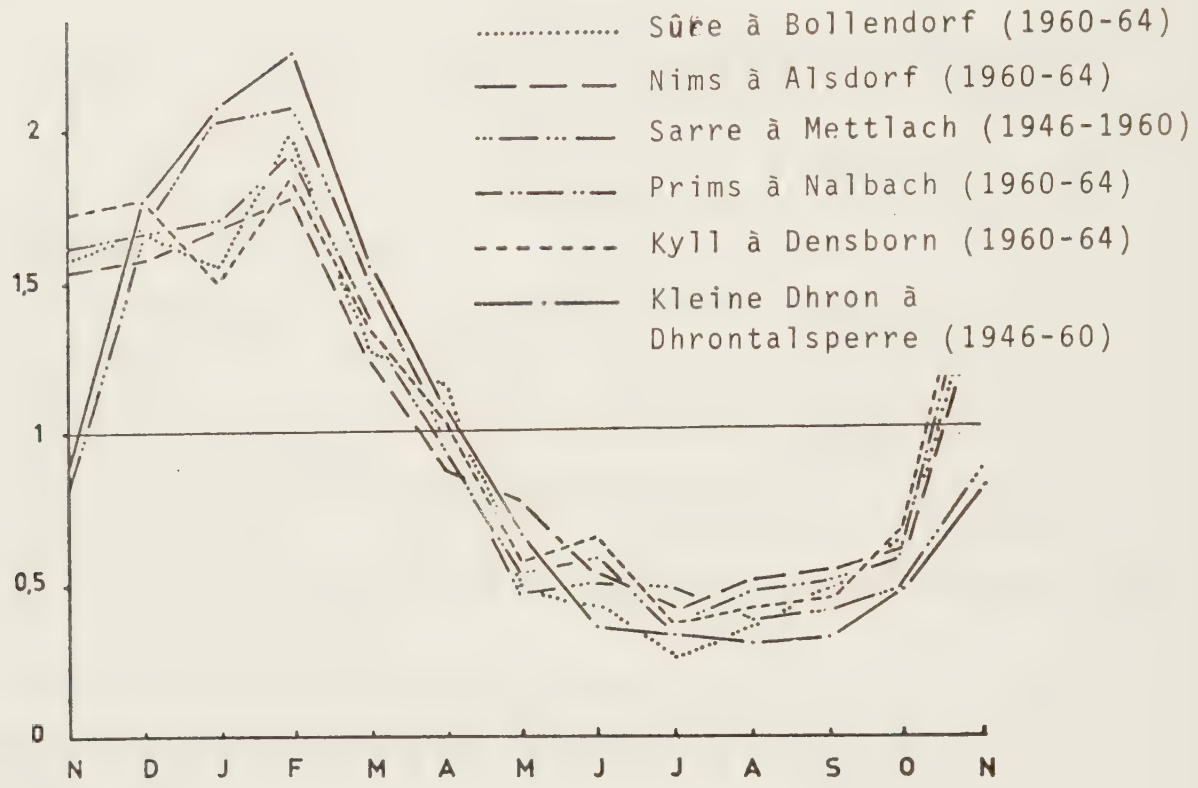
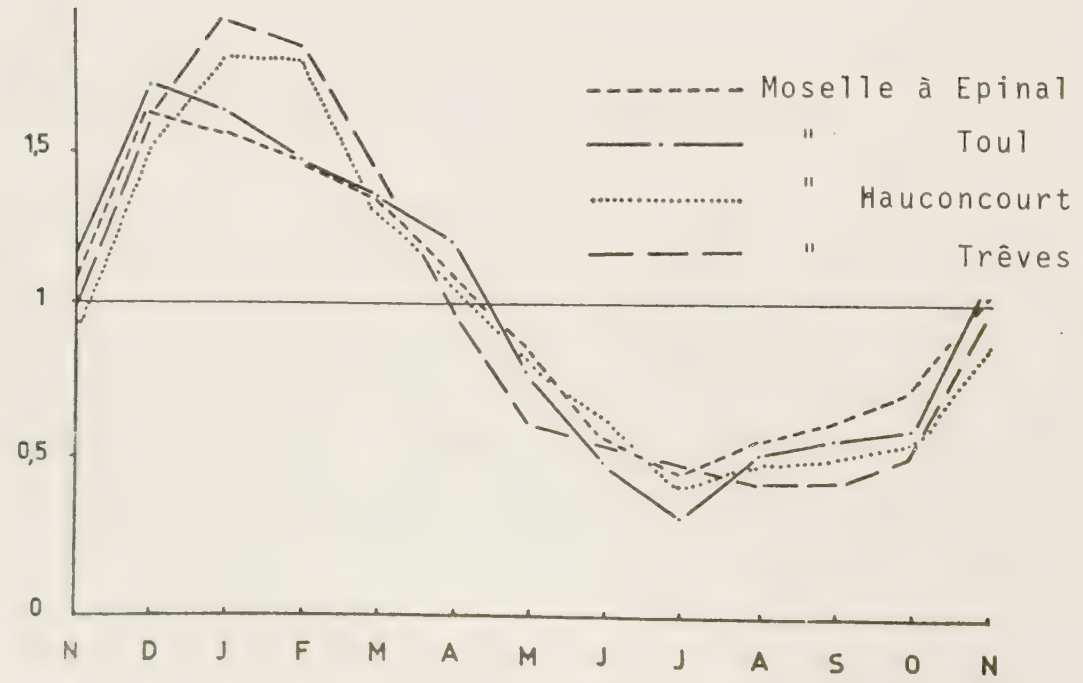


FIG.58 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS EN QUELQUES STATIONS DE JAUGEAGE DE LA MOSELLE.



La neige intervient plus dans le régime de l'écoulement par le retard apporté au maximum mensuel, à la suite d'une rétention nivale qui peut persister un à deux mois, que par la part en définitive modeste de la fusion nivale dans la lame d'eau écoulée annuellement, ne dépassant que rarement 4 à 5 % (Première Partie - Chapitre III).

Cette nuance, propre aux régions d'altitude maximale supérieure à 500 ou 600 m, caractérise selon toute vraisemblance dans les Vosges centrales les bassins de quelques affluents de la Meurthe supérieure : Plaine, Rabodeau, de la Sarre Blanche et de la Sarre Rouge (fig. 54).

Les courbes des coefficients moyens mensuels de débits, quelles que soient les périodes de référence, font apparaître en tous les cas le maximum mensuel en février (fig. 57). Par rapport aux cours d'eau du Plateau Lorrain, le maximum moyen de l'écoulement est donc décalé de un à deux mois par une rétention nivale très limitée (1). Bien souvent, d'ailleurs, février est suivi de très près par janvier, ce qui montre le caractère pluvial dominant du régime (2).

En saison chaude, la moyenne mensuelle minimale se situe comme sur le Plateau Lorrain en juillet ou en août. Il semble bien qu'ici encore la précocité du minimum soit dûe aux faibles réserves en eaux souterraines de certains bassins, de celui de la Nims à Alsdorf ou de la Kyll à Densborn par exemple, où les formations relativement perméables de calcaire ou de schistes dévoniens sont limitées au secteur amont (Première Partie - Chapitre

---

(1) On ne peut s'empêcher de rapprocher ce type de celui de la Seine à Paris, par exemple, qui voit se succéder dans l'ordre février-janvier-mars et décembre (tableau XXXIX). Cette dernière répartition semble néanmoins fort curieuse, quand on sait les faibles altitudes du bassin séquanien et le rôle modeste de la neige.

(2) F. Engel (1950) avait déjà noté cette incidence nivale sur le régime de la Sûre inférieure. De 1877 à 1916, la moyenne mensuelle maximale des hauteurs d'eau a été atteinte 3 fois en novembre, 8 fois en décembre, 8 fois en janvier, 11 fois en février, 9 fois en mars et 1 fois en avril.

Le minimum plus tardif en août sur la Sarre à Mettlach s'explique aisément par la grande extension dans le bassin du cours d'eau des formations perméables de grès permien et triasique et de schistes. De même, le substratum des schistes du Hunsrück, relativement perméables, dans le bassin de la Kleine Dhron recèle des réserves en eau capables de soutenir les débits jusqu'en août.

Le régime de ces cours d'eau est cependant tout aussi immodéré que celui qui règne dans le bassin moyen ; le rapport des moyennes mensuelles extrêmes s'élève ainsi à 4,4 pour la Nims à Alsdorf, à 5,0 pour la Sarre à Mettlach, à 5,1 pour la Kyll à Densborn, à 5,5 pour la Prims à Nalbach et 7,2 pour la Kleine Dhron à Dhrontalsperre et la Sûre à Bollendorf.

L'influence montagnarde et nivale intervient donc à l'aval comme à l'amont du bassin, elle explique les caractères assez constants des variations saisonnières de la Moselle tout au long de son cours.

D.- La stabilité du régime de la Moselle de l'amont à l'aval

A la station de Noirgueux, la Moselle supérieure dans le massif vosgien possède un régime pluvio-nival atténué et le cours d'eau à Cochem, à l'issue de son bassin, est de régime typiquement pluvial océanique, mais teinté d'une légère influence nivale que l'on retrouve pratiquement en toutes les autres stations (tableau XXXVIII, fig. 58).

Dès Epinal, le régime de la Moselle semble résolument pluvial océanique en ce sens que le maximum moyen mensuel se place en décembre, suivi de près par janvier et février, il est vrai. Le maximum secondaire de mars disparaît totalement, mais le coefficient mensuel de débit en ce mois reste nettement supérieur à l'unité, par suite de la fusion nivale en amont. L'appoint nival dans l'alimentation fluviale pondère pourtant le régime ; le rapport des moyennes mensuelles extrêmes au cours des 17 ans d'observations atteint seulement 3,3, valeur beaucoup plus vraisemblable que celle citée ci-dessus pour la station de Noirgueux.

A Toul et à Hauconcourt, sur le Plateau Lorrain, le régime saisonnier de la Moselle ne connait que des modifications mineures. Le maximum mensuel se situe en décembre à Toul et en janvier à Hauconcourt ; par ailleurs, les valeurs moyennes des coefficients de débits sont toujours élevées en février et même en mars. La relative atténuation de l'influence montagnarde et nivale, qui se traduit, on l'a signalé, par une décroissance régulière de l'abondance spécifique, se retrouve dans les valeurs du rapport des moyennes mensuelles extrêmes ; il s'élève ainsi à 5,2 pour la Moselle à Toul - cette valeur étant probablement surestimée, vu la brève période de référence disponible - et à 4,1 à Hauconcourt. Le minimum mensuel est toujours précoce, en juillet, car les réserves en eaux souterraines dans les bassins supérieur et moyen sont au total assez faibles.

A l'aval de la confluence de la Sûre et de la Sarre, la Moselle voit l'influence nivale maintenue, sinon renforcée à la station de Trèves. Le maximum de janvier est suivi de très près par février et l'abondance reste assez forte en mars. Le report du minimum mensuel en septembre n'a pas de signification particulière du fait de la brièveté de la période considérée. Le rapport des moyennes mensuelles extrêmes est de 4,2 ; comme à l'amont, on peut donc parler d'une immodération toute relative.

Ainsi les variations saisonnières de la Moselle sont très semblables tout au long de son cours. Au moment où l'influence nivale d'amont s'estompe, les apports de la Sûre et de la Sarre tendent à redonner au régime du cours d'eau une légère marque nivale.

Le régime mosellan se caractérise, de plus, par une irrégularité très prononcée qu'il n'a été possible de mettre en évidence qu'à la station de Cochem.

C O N C L U S I O N

Une étude des variations saisonnières des débits est indispensable pour replacer un cours d'eau dans son milieu géographique propre. C'est ainsi que le régime saisonnier à Cochem a montré l'appartenance de la Moselle à la grande famille des cours d'eau océanique, à alimentation liquide largement prédominante. Cependant, les conditions variées de l'alimentation fluviale, et plus spécialement l'influence nivale dans les secteurs supérieur et inférieur du bassin, impriment au régime du collecteur principal et de ses affluents des nuances que l'on devait signaler.

L'analyse détaillée des caractères généraux du régime pluvial océanique n'a toutefois été possible qu'à la station de Cochem, qui possède une série de débits longue et homogène. Les variations saisonnières de la Moselle en année moyenne pourraient faire croire à une certaine pondération du régime, mais la prise en compte des débits journaliers et de leurs fréquences a permis de souligner l'immodération relative, déjà décelée dans le cadre de l'abondance annuelle. Par ailleurs, les modifications auxquelles est soumis le régime saisonnier selon les années ou les groupes d'années mettent bien en valeur le second caractère du cours d'eau, l'irrégularité interannuelle de l'écoulement.

Le régime de la Moselle, à l'issue de son bassin, est typiquement pluvial océanique, marqué pourtant d'une légère influence nivale. La période d'abondance couvre l'ensemble de la saison froide et le maximum moyen mensuel se situe en janvier, suivi de près par février, puis par mars et par décembre, mois pendant lesquels on enregistre le plus fréquemment des crues. La saison chaude est caractérisée par des basses eaux et le minimum mensuel est atteint

en août. Cette situation moyenne traduit parfaitement la très faible probabilité de crues généralisées en été.

Le régime de la Moselle, qui s'apparente ainsi étroitement à celui de la Tamise, de la Seine, de la Loire moyenne ou inférieure, dépend de la marche des températures et de l'évapotranspiration et non pas de la répartition saisonnière des précipitations. Apparemment simple, le régime du cours d'eau reflète néanmoins les diverses nuances régionales de l'écoulement saisonnier dans le bassin.

La Moselle supérieure, en amont de Noirgueux, et certains affluents des hautes Vosges centrales et méridionales : Moselotte, Vologne, Meurthe supérieure en amont de Saint-Dié, possèdent un régime pluvio-nival de montagne, comme de nombreux cours d'eau de la Forêt Noire, du Jura ou du Massif Central.

On relève au cours de la saison froide deux maximums moyens mensuels successifs et parfaitement individualisés ; le maximum de décembre, le plus élevé pour les séries que nous avons pu étudier, est dû surtout aux pluies et accessoirement à la fusion des premières neiges, le maximum secondaire de mars est déterminé en grande partie par la fusion définitive du manteau neigeux. Les effets de la fusion nivale sont donc surtout sensibles dans les variations saisonnières des débits, les volumes d'eau libérés représentent au plus 10 à 15 % de l'écoulement annuel.

Le minimum de saison froide, en février, est très relatif; il révèle ainsi une rétention nivale au total assez peu efficace dans le massif vosgien, de même que la fréquence élevée de hautes eaux, voir de crues, en ce mois. Par contre, le minimum moyen de saison chaude, en juillet, est presque aussi creusé qu'en régime pluvial pur, tout au plus sa relative précocité atteste-t-elle du caractère montagnard du climat.

Dans l'ensemble du bassin, tant sur le Plateau Lorrain que dans

le secteur aval, règne le régime pluvial océanique. Toutefois, le régime de certains affluents, issus des parties les plus hautes et les plus régulièrement enneigées de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan, telles la Sûre inférieure à l'aval de la confluence de l'Our, la Sarre à l'aval de la confluence de la Prims, la Kyll et la Kleine Dhron, est marqué par une légère incidence nivale. Le maximum mensuel se situe en février, décalé ainsi d'un mois par rapport au régime général. Cette nuance propre aux régions d'altitude maximale voisine de 500 à 600 m caractérise selon toute vraisemblance, dans les Vosges Centrales, quelques affluents de la Meurthe, Plaine et Rabodeau, la Sarre Blanche et la Sarre Rouge.

L'influence montagnarde et nivale intervient donc à l'aval comme à l'amont du bassin; elle explique les caractères assez constants du régime mosellan tout au long du cours, de la sortie du massif vosgien jusqu'à la confluence avec le Rhin. Dès Epinal, le régime du cours d'eau est franchement pluvial océanique, l'influence nivale s'atténue progressivement à Toul, puis à Hauconcourt, mais une légère incidence de la neige réapparaît à Trèves, avec les apports de la Sûre et de la Sarre.

Le régime de la Moselle est caractérisé, par ailleurs, par une certaine immodération et surtout par une irrégularité très prononcée, qu'il n'a été possible de mettre en évidence qu'à la station de Cochem, grâce à une série très homogène de 60 années de débits.

Le régime de la Moselle inférieure peut paraître pondéré, à première vue. Les coefficients maximal et minimal de débits sont de fait modérés : 1,84 en janvier, 0,40 en août. Le rapport des moyennes mensuelles extrêmes n'est donc que de 4,5, alors qu'il peut s'élever jusqu'à 7 ou plus pour les cours d'eau océaniques non soumis à une influence montagnarde.

Les valeurs effectives des débits journaliers et leurs fréquences cumulées révèlent, au contraire, une relative immodération, certes beaucoup

moins prononcée qu'en régime glaciaire ou qu'en régime pluvial méditerranéen, particulièrement peu pondérés. C'est ainsi que le coefficient de débit médian atteint 62 % à Cochem, tandis qu'il est de l'ordre de 70 à 80 % ou même de 90 % pour les régimes véritablement modérés. De même, le débit caractéristique d'étiage (DCE) et le débit caractéristique de crue (DCC), exprimés en coefficients journaliers de débits, sont respectivement de 0,15 et de 4,2, donc très proches des valeurs-types propres au milieu tempéré océanique.

Mais l'originalité du régime de la Moselle, comme de celui de tous les cours d'eau océaniques, réside, sans conteste, dans sa grande irrégularité interannuelle et intersaisonnière, liée à la variabilité des précipitations, elle-même conséquence directe de l'instabilité fondamentale des types de temps.

Le régime mosellan connaît ainsi des modifications notables selon les années ou les groupes d'années. Les modifications des variations saisonnières des débits selon les années ressortent, tout d'abord, des valeurs élevées des rapports des moyennes mensuelles extrêmes particulières, moins nettes toutefois que pour la Loire à Montjean. La répartition de ces moyennes extrêmes est, de plus, très irrégulière ; le maximum mensuel peut survenir pratiquement en n'importe quel mois de saison froide, avec cependant une fréquence plus forte en janvier, tout comme le minimum mensuel peut correspondre à tout mois de saison chaude, avec une probabilité plus grande en août.

D'autre part, la distribution statistique des diverses moyennes mensuelles particulières accuse une très grande dispersion des valeurs. Enfin, les débits journaliers caractéristiques et classés, lors de certaines années particulièrement abondantes ou indigentes, confirment l'irrégularité fondamentale de l'écoulement.

D'un groupe d'années à l'autre, on note également pour les débits moyens de chaque mois une grande variabilité, variabilité d'autant moins prononcée que l'on considère des suites d'années plus longues. D'une décennie

à l'autre, le régime saisonnier change de physionomie et de sérieux décalages s'observent dans les dates des maximums et des minimums. Par ailleurs, le rapport des moyennes mensuelles globales extrêmes est largement supérieur au rapport des modules décennaux extrêmes. Mais le régime de la Moselle est ici encore moins irrégulier que celui de la Loire inférieure, du fait d'une influence montagnarde et nivale plus marquée et déjà maintes fois soulignée .

L'étude des extrêmes, qui va suivre, permettra d'approfondir les caractères d'immodération relative et de très grande irrégularité du régime pluvial océanique. Et si le régime moyen de la Moselle est régi directement par les variations saisonnières de l'évapotranspiration, les phénomènes plus "accidentels" que sont les étiages et les crues dépendent pour l'essentiel de l'irrégularité fondamentale des précipitations.

CHAPITRE IV

LES ETIAGES DE SAISON CHAUDE ET DE SAISON FROIDE

Tout comme les crues, les étiages sont des phénomènes vivants et réels qui affectent la vie des cours d'eau, ils feront donc l'objet d'une analyse détaillée. Ils soulignent fort bien, par ailleurs, le degré d'immodération et d'irrégularité propre au régime pluvial océanique.

L'étude approfondie des étiages se heurte toutefois à maintes difficultés qui proviennent d'abord d'une définition malaisée du phénomène. D'autre part, les mesures hydrométriques en étiages sont délicates à mener et les résultats disponibles sont souvent sujets à caution. Enfin, l'emploi simultané de plusieurs critères numériques s'impose pour apprécier correctement le phénomène. Ces difficultés expliquent sans nul doute que les étiages n'aient pas suscité jusqu'ici d'aussi nombreuses recherches que les crues.

La genèse des étiages dans le bassin de la Moselle a été déjà largement envisagée, du moins en ce qui concerne le déficit pluviométrique élevé lors des grands étés chauds et secs et des grands hivers froids et secs. En saison chaude, l'indigence des précipitations se double d'une intense évapotranspiration et les effets de cette pénurie dans l'alimentation fluviale ne sont que faiblement compensée par les apports des eaux souterraines.

Les graves étiages de saison chaude méritent certes une attention particulière du fait de leur durée et de leur profondeur exceptionnelles, mais les étiages atténués de saison froide sont néanmoins fort originaux et tout aussi caractéristiques du milieu tempéré océanique.

1.- Les difficultés de l'étude des étiages

Phénomènes assez simples dans leur genèse et dans leur évolution, les étiages sont cependant difficiles à décrire. Leur analyse implique une distinction claire entre étiage et basses eaux ; elle souffre, de plus, d'une fréquente approximation des valeurs hydrométriques et elle exige l'emploi de plusieurs types d'expression numérique. Il nous a semblé utile d'insister sur ces aspects techniques, afin de marquer les véritables limites de notre étude.

A.- La définition malaisée des étiages. Etiage et basses eaux.

Les étiages ou maigres très prononcés se différencient des basses eaux ordinaires et annuelles, analysées précédemment dans le cadre du régime fluvial stricto sensu, à la fois par leur durée, par leur fréquence et par leu gravité ou profondeur (R. Frécaut, 1964a).

Les basses eaux moyennes, situation saisonnière durable, sont régulières et annuelles. Les étiages, de durée variable mais toujours plus brève, constituent un phénomène irrégulier, de fréquence plus faible.

Pour les cours d'eau océaniques, tels que la Moselle, la date des basses eaux moyennes est aussi celle des étiages les plus graves, ceux de saison chaude (M. Pardé, 1968). Mais, il convient de le signaler dès à présent la période de pénurie fluviale peut se prolonger parfois au-delà de la saison habituelle de basses eaux, jusqu'en octobre-novembre, en des mois où les moyennes des débits indiquent déjà une recrudescence de l'écoulement.

Les étiages de saison froide, quant à eux, se produisent au coeur même de la saison normale de hautes eaux, ce qui rend leurs caractéristiques d'autant plus remarquables, bien qu'ils n'atteignent pas la profondeur des étiages de saison chaude.

Etiages et basses eaux ordinaires diffèrent enfin par les valeurs effectives de l'écoulement.Une limite s'impose donc entre les deux phénomènes hydrologiques, mais elle est particulièrement malaisée à établir. Les étiages sont des basses eaux très accusées (A. Guilcher, 1965) et les débits qui les définissent sont toujours inférieurs au débit moyen mensuel minimal (M. Rochefort, 1963).

Plusieurs modes d'expression numérique, sur lesquels on reviendra, sont donc nécessaires pour distinguer étiages véritables et basses eaux moyennes, mais il faut insister maintenant sur la précarité de ces critères, dûe aux données hydrométriques elles-mêmes.

B.- La fréquence approximation des données hydrométriques en périodes d'étiages

L'approximation des valeurs hydrométriques relatives aux étiages de la Moselle tient aux difficultés des mesures, aux divers prélèvements effectués dans les cours d'eau et aux perturbations apportées par l'aménagement récent de certains secteurs fluviaux

Les opérations de jaugeage s'avèrent délicates en période d'étiages de saison chaude et de saison froide, elles sont, de ce fait, assez rarement pratiquées.

En saison chaude, les mesures de vitesses sont pratiquement impossibles dans les petits cours d'eau, vu les trop faibles profondeurs ; les valeurs des débits minimaux sont donc au mieux approchées. J. Lebreton et A. Diconne (1963) ont d'ailleurs montré qu'en plusieurs stations de jaugeage de la Moselle supérieure et moyenne, au lit très instable, un détarage important se produit fréquemment d'un étiage à l'autre et que la courbe de tarage en très basses eaux doit être sans cesse rectifiée.

La réduction de l'écoulement fluvial est souvent accompagné en saison froide de la formation de glaces fluviales et parfois d'une prise de glace totale des cours d'eau (M. Pardé et R. Frécaut, 1967). Tout jaugeage devient alors difficile sur la Moselle moyenne et inférieure, à Cochem spécialement, alors que la Sarre influencée par la pollution thermique ne connaît plus de glaces fluviales (Première Partie - Chapitre III).

Parallèlement, le relevé des hauteurs d'eau se trouve singulièrement compliqué en période d'étiages. En saison froide, la simple formation de glaces de rive empêche le bon fonctionnement des limnigraphes et rend aléatoire la lecture directe aux échelles. A l'occasion de certains graves étiages de saison chaude, la disposition des échelles limnimétriques ou des limnigraphes peut se trouver remise en cause ; le zéro des appareils a dû être ainsi abaissé en plusieurs stations de la Sûre et de la Moselle inférieure à la suite des très basses eaux de 1947 et de 1949 (Deuxième Partie - Chapitre I).

Le caractère approximatif des valeurs hydrométriques en maintes stations de la Moselle supérieure et moyenne se trouve encore aggravé par les prélèvements d'eau mal chiffrés et effectués en vue de l'alimentation en eau des collectivités, des industries et des canaux (Deuxième Partie - Chapitre I)

Les débits d'étiages fournis par les divers services hydrologiques ne tiennent pas compte de ces ponctions, si bien qu'il est indispensable de corriger ces chiffres pour apprécier correctement les valeurs réelles de l'écoulement.A l'inverse, les déversements industriels et les rejets des eaux d'exhaure atténuent sensiblement les étiages sur certains cours d'eau, l'Orne, la Fensch ou la Rosselle par exemple.

L'aménagement de la Moselle inférieure de Thionville à Coblence et les travaux en cours entre Neuves-Maisons et Thionville ont pour but de

maintenir artificiellement, grâce à la création de plans d'eau, un débit minimal favorisant la navigation à gabarit rhénan, même lors des plus graves étiages (Première Partie - Chapitre I).

La mise en eau de la Moselle canalisée ne permet donc plus, depuis 1963-1964, d'évaluer de façon satisfaisante les débits minimaux écoulés à la station de Trèves et même à la station de Cochem.

L'implantation des lacs de retenue prévue dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, destinée surtout à soutenir les débits indigents d'étiages, faussera également à brève échéance l'écoulement réel du cours d'eau.

Il convient ainsi d'être extrêmement réservé sur la valeur des débits de la Moselle et de certains de ses affluents en régime d'étiages.

C.- L'emploi indispensable de plusieurs critères numériques

L'emploi simultané de plusieurs modes d'expression numérique s'impose pour caractériser les divers aspects des étiages : date et durée, évolution, fréquence, gravité ou profondeur.

Les hauteurs d'eau, journalières ou instantanées, doivent être utilisées dans l'étude des étiages pour lesquels on ne dispose pas de valeurs de débits, c'est-à-dire pour les étiages antérieurs à 1901 sur la Moselle inférieure et à 1955-1960 sur la Moselle supérieure et moyenne et sur la plupart de ses affluents. Il ne faut pas perdre de vue que les hauteurs d'eau minimales permettent au mieux d'apprécier la profondeur absolue des étiages.

Les valeurs des débits minimaux, dits aussi d'étiages extrêmes,

ne sauraient suffire elles non plus (1). Elles mettent en évidence la gravité des étiages, sans préjuger toutefois de leur durée effective. L'emploi des débits spécifiques minimaux facilite pourtant en période d'étiages la comparaison entre des cours d'eau à écoulement brut fort varié, dans un même domaine hydrologique ou dans des domaines voisins.

Même s'ils sont moins trompeurs sur les possibilités réelles de la pénurie fluviale que les minimums extrêmes, les débits caractéristiques d'étiages ou DCE illustrent eux aussi la profondeur des étiages et ne donnent qu'une idée fort incomplète de leur durée.

Les rapports intégrant les valeurs minimales de l'écoulement sont surtout intéressants en ce sens qu'ils traduisent la plus ou moins grande immodération ou irrégularité du régime fluvial, qu'il s'agisse du rapport entre le débit minimal connu et le module ou du rapport entre le débit maximal de crue et le débit minimal observé en étiages.

Seul un classement systématique des débits journaliers dans un cadre mensuel ou mieux saisonnier peut mener à une détermination précise de la durée effective des étiages. On a retenu ainsi la méthode simple et rapide fondée sur une analyse séquentielle des débits et déjà adaptée au cas de la Moselle par J. Lebreton et A Diconne (1963).

---

(1) Dans le cas des étiages, à la différence de celui des crues, les débits baissent très lentement au cours de la saison chaude en milieu tempéré océanique et les valeurs minimales instantanées équivalent pratiquement aux valeurs journalières correspondantes, du moins si les conditions naturelles de l'écoulement ne sont pas perturbées (M. Pardé, 1964c). D'autre part, le débit minimal journalier enregistré en saison chaude correspond toujours au débit minimal absolu réalisé pendant les 365 jours de l'année hydrologique considérée, soit DC 365 jours. Par contre, le débit minimal journalier en étiages de saison froide peut être largement supérieur au DC 365 jours de l'année hydrologique incluant ladite saison froide. Enfin, le débit minimal connu au cours d'une longue période caractérise certes les étiages les plus graves, mais pas nécessairement les plus durables.

Cette méthode consiste à rechercher la durée des périodes de très basses eaux ou, autrement dit, le nombre de jours consécutifs pendant lesquels la moyenne des débits moyens journaliers reste comprise entre des valeurs-limites minimales et caractéristiques.

L'analyse a été appliquée, à partir de trois stations principales : Epinal et Hauconcourt sur la Moselle, Mettlach sur la Sarre, aux étiages récents des saisons chaudes de 1959 et de 1964 (tableaux XLVII et XLVIII) et de la saison froide 1962-1963 (tableau LI). L'incertitude relative à la valeur réelle des débits écoulés à Cochem en 1964 n'a pas permis de prendre en considération cette station. On s'est limité, de plus, au débit moyen atteint pendant une période de 90 jours consécutifs, car au-delà d'une telle durée les valeurs des débits sont bien moins caractéristiques du phénomène.

Les résultats obtenus peuvent être exploités de plusieurs façons. Ils permettent d'abord de tracer des courbes représentatives de la moyenne des débits journaliers pendant des périodes plus ou moins longues, d'au moins 5 jours consécutifs (fig. 60). De telles courbes diffèrent totalement des courbes usuelles des débits classés, qui ne traduisent pas aussi nettement la gravité et la durée effectives des étiages, si, comme le cas est fréquent en milieu tempéré océanique, la période de très basses eaux est entrecoupée de brèves phases d'écoulement plus abondant, du moins en saison chaude.

Les résultats peuvent être également utilisés pour la construction d'histogrammes simples mettant en relation les valeurs moyennes des débits et leur durée effective (fig. 61). De tels histogrammes explicitent parfaitement les différences de date, de durée et de gravité d'une période d'étiages à l'autre.

Par ailleurs, la prise en compte du débit moyen mensuel minimal, brut ou spécifique, au cours d'une période d'étiages peut paraître quelque peu discutable, du fait du cadre mensuel adopté, elle n'en contribue pas

moins à caractériser la profondeur et la durée des étiages considérés. Elle permet, de plus, la seule cartographie possible du phénomène d'étiages et des variations effectives de l'écoulement mensuel minimal selon les divers secteurs d'un bassin fluvial (fig. 63 à fig. 68).

Ainsi, les débits caractéristiques d'étiages, tout comme les débits minimaux, ne peuvent suffire à une analyse approfondie d'un phénomène, dont il convient à présent de rappeler les causes.

II.- La genèse des étiages de la Moselle

La cause essentielle des étiages est une sécheresse exceptionnelle et prolongée, se traduisant par une grave pénurie des précipitations en saison chaude comme en saison froide et par une intense évapotranspiration en saison chaude. Le déficit de l'alimentation fluviale se trouve aggravé, surtout en saison chaude, par la faiblesse des apports en eaux souterraines en maints secteurs du bassin.

A.- Les deux aspects fondamentaux de la sécheresse

La notion de sécheresse est quelque peu ambigüe (M. Chartier, 1962 - R. Frécaut, 1969 - G. Tschirhart, 1963 et 1969) ; elle comporte en fait deux aspects distincts qui interviennent différemment suivant les saisons considérées, à savoir une indigence remarquable des précipitations, déterminant un déficit marqué dans l'alimentation fluviale en saison chaude et en saison froide, et une évapotranspiration exceptionnelle en saison chaude entraînant des pertes sensibles en eau et aggravant ainsi le déficit d'écoulement.

1.- L'indigence des précipitations en saison chaude ou en saison froide. Le déficit de l'alimentation fluvial

On envisagera ici tout spécialement les causes pluviométriques directes ou immédiates des étiages, c'est-à-dire l'indigence des précipita-

tions au cours de la saison envisagée, étant entendu qu'il existe des causes plus lointaines, déficits pluviaux de plusieurs saisons, parfois de plusieurs années successives. Les causes pluviométriques directes nous semblent les plus décisives pour les étiages de la Moselle, du fait de la relative faiblesse des réserves souterraines dans le bassin (1).

Les différences fondamentales que l'on note entre les caractéristiques pluviométriques des grands étés chauds et secs et des grands hivers froids et secs tiennent aux types de temps générateurs de ces sécheresses, à leur nature et à leur stabilité (Première Partie - Chapitre III).

Le déficit pluviométrique global enregistré en saison chaude est généralement supérieur à celui d'une quelconque saison froide (tableaux XXIV et XXV). Lors de l'été exceptionnel de 1921, l'écart moyen à la normale a été ainsi de - 50 %, alors que l'écart de la saison froide 1928-1929 n'a pas dépassé - 20 %. L'indigence des précipitations plus grave en saison chaude qu'en saison froide explique donc pour une bonne part la plus grande profondeur des étiages de saison chaude.

Par ailleurs, la durée des périodes à fort déficit pluviométrique est au total plus longue durant les étés remarquables que durant les grands hivers. Si la période de précipitations véritablement indigentes couvre en général au plus deux mois en saison froide, elle atteint fréquemment deux à trois mois en saison chaude. En fait, la répartition de ces phases de sécheresse varie considérablement d'un été à l'autre, ainsi qu'on l'a montré.

Enfin, les pluies qui surviennent au cours d'un grand été se révèlent le plus souvent inefficaces pour l'écoulement fluvial, à la différence de ce qui advient en saison froide, surtout si le sol est gelé (R. Frécaut, 1969). Pendant l'été remarquable de 1959, de nombreuses averses orageuses et brèves ont ainsi affecté le bassin de la Moselle lors des périodes humides de juin et d'août. Malgré des intensités élevées favorisant théoriquement le ruissellement, ces averses ont été totalement inefficaces,

(1) M. Pardé (1968) indique, à juste titre, que dans de nombreux bassins européens de plaine les étiages de saison chaude dépendent pour l'essentiel de la pluviosité de la saison froide précédente, par suite de la faible efficacité des pluies estivales. Dans le bassin de la Moselle, la faiblesse des réserves souterraines limite singulièrement l'influence des précipitations de la saison froide antérieure.

vu les grandes possibilités d'infiltration offertes par les sols et l'importance de l'évapotranspiration dont il convient à présent de souligner les effets.

2.- L'évapotranspiration en saison chaude et ses effets sur l'écoulement fluvial

Les variations saisonnières de l'insolation régissent directement, on le sait, celles de l'évapotranspiration, de pair avec bien d'autres facteurs climatiques et biogéographiques.

Durant les grands étés, les périodes à déficit pluviométrique marqué sont également des périodes de très forte chaleur, d'insolation exceptionnelle et donc d'évapotranspiration maximale (R. Frécaut, 1969).

La comparaison des durées effectives d'insolation au cours de l'été de 1959 avec les durées moyennes correspondantes de la période 1951-1960 permet de saisir l'importance du phénomène (tableau XLIII). Si, en valeur absolue, tous les mois de la saison chaude ont comporté des durées d'insolation exceptionnellement longues, les excédents d'insolation les plus élevés ont été enregistrés en fin de saison, en septembre, célèbre également par sa vague de chaleur et par son indigence en précipitations (1).

L'évapotranspiration, qui est donc maximale en période de pénurie pluviale, aggrave singulièrement les conditions de l'écoulement. Les pertes en eau concernent à la fois les réserves du sol, spécialement les réserves agricoles, et les débits fluviaux eux-mêmes.

Les réserves du sol sont réduites par le jeu de l'évaporation physique au niveau du sol, particulièrement active dans les secteurs non boisés, et de la transpiration des plantes. Ces pertes en eau n'influencent pas toujours directement l'écoulement fluvial contemporain, mais elles entrainent un assèchement prononcé des sols ce qui, on l'a vu, freine toute possi-

---

(1) Le mois d'insolation maximale au cours de l'été 1959 a été différent suivant les stations, par suite de conditions topographiques locales : juillet à Langres et à Metz avec respectivement 317 et 279 heures, septembre à Nancy avec 287 heures.

TABLEAU XLIII

DUREES D'INSOLATION ET ECARTS A LA MOYENNE
LORS DE L'ETE REMARQUABLE DE 1959 (1)

Stations		M	J	Jt	A	S	O	Total saison chaude
Langres M.N.	a	281	253	317	254	279	192	1576
	b	- 13	+ 13	+ 31	+ 17	+ 51	+ 36	+ 25
Metz M.N.	a	243	241	279	245	272	159	1442
	b	+ 24	+ 36	+ 44	+ 40	+ 82	+ 70	+ 46
Nancy M.N.	a	273	232	257	238	287	163	1420
	b	+ 9	+ 17	+ 18	+ 19	+ 73	+ 41	+ 27

(1) a : Totaux mensuels et saisonniers (en heures)
b : Ecarts à la moyenne 1951-1960 (%).

bilité de ruissellement direct lors d'averses orageuses.

Parallèlement, l'évaporation physique à la surface des eaux fluviales est accrue, d'autant que les vitesses d'écoulement en étiages sont faibles et que les températures des eaux sont elles-mêmes particulièrement élevées (1). Ce mécanisme peut expliquer, en partie du moins, la diminution parfois assez sensible de l'écoulement brut que l'on observe en étiages sur certains secteurs fluviaux ne comportant que des affluents modestes, par exemple en septembre 1959 entre Trèves et Cochem sur la Moselle inférieure (fig. 63). La nappe alluviale, fortement déprimée par d'abondants pompages en cette période de sécheresse, ne semble pas capable de soutenir les débits du cours d'eau et, tout au contraire, les affaiblit par des emprunts.

Cet apport limité de la nappe alluviale pose ainsi le problème plus général de l'influence des eaux souterraines dans le bassin lors de tels étiages.

B.- Le rôle variable des eaux souterraines

L'insuffisance de données relatives aux niveaux des nappes et aux débits des sources ne facilite pas l'appréciation du rôle exact des apports souterrains sur l'évolution des étiages dans notre bassin ; tout au plus dispose-t-on d'éléments chiffrés pour quelques petits affluents de la Moselle inférieure.

On ne peut donc avancer que des hypothèses fondées essentiellement sur les caractères particuliers de l'écoulement en très basses eaux.

---

(1) Il suffit de rappeler que la température la plus élevée du siècle, pour la Moselle, soit 28,4° a été relevée à Cochem en pleine période d'étiages, le 29 juillet 1949. Par ailleurs, lors de tous les étiages, spécialement ceux de 1959 et de 1964, les températures moyennes mensuelles des eaux fluviales sont largement supérieures aux valeurs de la normale (tableau XVIII). Le réchauffement des eaux est alors facilité par une réduction sensible des volumes écoulés.

Il semble que les nappes aquifères ne fournissent le plus souvent qu'un soutien limité aux cours d'eau lors des étiages de saison chaude. En saison froide, par contre, les apports souterrains contribuent, de pair avec un déficit pluviométrique moins prononcé qu'en saison chaude, à atténuer la profondeur des étiages.

1.- Les apports le plus souvent limités des eaux souterraines en saison chaude.

Les variations de l'écoulement spécifique à l'échelle du bassin, spécialement lors des étés de 1959 et de 1964, témoignent d'une relation étroite entre les valeurs effectives des débits moyens mensuels et journaliers et les réserves aquifères propres à chaque bassin (fig. 65 et 66).

Même dans les bassins réputés perméables, donc aux réserves souterraines appréciables, on enregistre, on le verra, des valeurs assez faibles de l'écoulement spécifique, à quelques exceptions près. Ce fait laisse à penser que le rôle des nappes souterraines, capital certes, est modeste en saison chaude.

En effet, les niveaux moyens mensuels de la nappe du grès permien, dans la dépression de Wittlich, s'abaissent très rapidement au cours de tels étés, que ce soit dans le bassin de la Salm aux puits de Dreis ou de Sehlem ou dans le bassin de la Lieser aux puits de Wittlich ou de Platten (tableau XLIV). Les niveaux les plus bas ont été ainsi atteints dès septembre ou octobre en 1959, malgré un stockage largement supérieur à la normale au cours de la saison froide précédente. Les niveaux encore plus faibles observés durant l'été de 1964 s'expliquent aisément par l'affaiblissement des réserves de la nappe déjà amorcé en 1962, et surtout en 1963.

De même, les sources de la nappe de grès vosgien, peu épais dans le bassin de Luxembourg-Trèves, ont été rapidement taries lors de l'été de 1959 (fig. 59). La source très abondante de Densborn, dans le bassin de la Kyll, a connu son débit minimal dès septembre-octobre et les sources beaucoup plus modestes de Greverath, dans le bassin de la Salm, et de Sinspelt, dans le bassin de la Prüm, ont eu leur écoulement le plus faible en novembre et

TABLEAU XLIV

NIVEAUX MOYENS MENSUELS DE LA NAPPE
DU GRES PERMIEN (DEPRESSION DE WITTLICH)
LORS D'ETIAGES DE SAISON CHAUDE ET DE
SAISON FROIDE (1)

Puits		1959												1960											
		N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O
Dreis (bassin Salm)	a	196	166	141	178	197	182	188	208	225	226	238	242	230	207	180	164	175	204	220	226	228	224	220	216
	b	196	174	159	162	167	181	194	200	209	213	215	209												
Sehlem (bassin Salm)	a	134	111	68	93	101	108	122	138	154	163	174	185	187	178	143	113	106	129	148	161	169	172	172	171
	b	148	130	112	104	103	118	132	137	149	157	163	163												
Wittlich (bassin Lieser)	a	786	791	707	668	688	713	738	766	791	812	851	885	917	940	902	888	856	878	914	952	972	990	1007	1023
	b	836	832	784	739	706	720	746	776	780	799	826	851												
Platten (bassin Lieser)	a	208	168	134	173	190	194	194	202	205	213	217	216	211	207	194	181	180	183	209	213	214	209	209	210
	b	197	174	164	161	167	173	196	195	204	206	210	209												

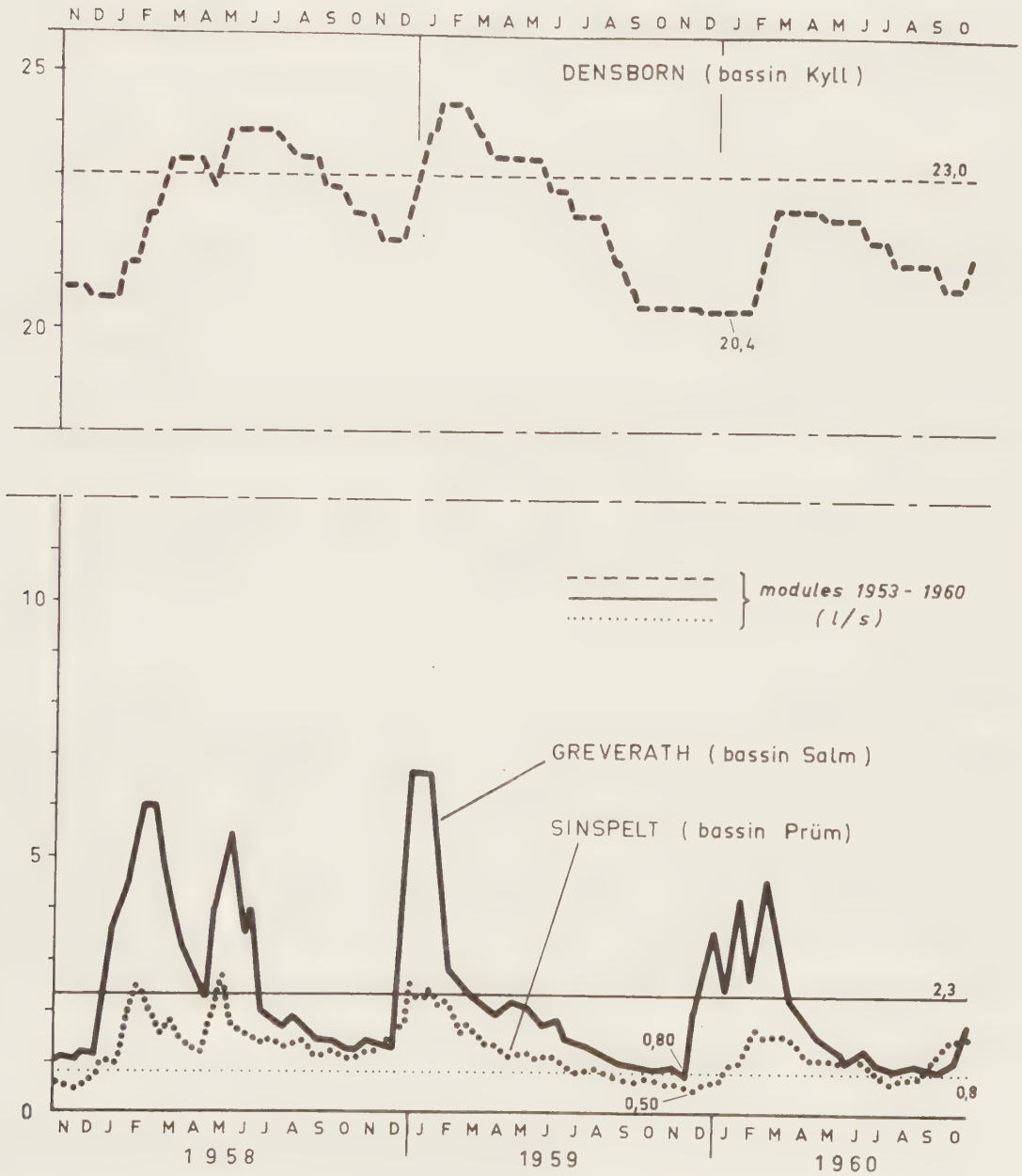
		1963												1964											
Dreis	a	221	218	215	224	172	176	207	218	227	232	234	229	179	188	205	177	175	181	203	219	231	240	241	225
Sehlem	a	147	147	154	164	147	131	150	158	167	183	192	194	161	141	158	133	135	136	153	170	186	202	212	211
Wittlich	a	834	869	900	935	942	897	930	950	966	984	1005	1025	997	901	936	944	941	905	919	936	962	984	1009	1019
Platten	a	208	206	208	211	171	174	199	207	209	213	213	217	207	169	195	180	191	185	200	207	215	215	215	209

(1) Niveaux moyens mensuels de la nappe (en cm) au-dessous du zéro de l'échelle de chaque puits.

a : Valeurs particulières

b : Valeurs correspondant à la période 1953-1960

FIG.59 DEBITS JOURNALIERS DE QUELQUES SOURCES DU GRES VOSGIEN (bassin de Luxembourg-Trèves) LORS DES ETIAGES DE LA SAISON CHAUDE DE 1959. (l/s)



en décembre.

Seuls certains bassins, comme celui du Schwarz Bach, affluent de la Blies, ou celui de la Vologne semblent posséder des réserves aquifères suffisamment abondantes pour atténuer, en partie du moins, les effets de la pénurie pluviale en saison chaude.

Ces quelques remarques mériteraient sans nul doute d'être corroborées par une analyse minutieuse des répercussions exactes des apports souterrains sur les étiages dans le cadre de nombreux bassins partiels. On peut néanmoins admettre que les nappes, du fait de leurs faibles réserves, ne fournissent que des volumes d'eau modestes au cours des étiages de saison chaude. Il en va différemment, semble-t-il, en saison froide.

2.- Les apports plus efficaces des eaux souterraines en saison froide

Les débits spécifiques moyens mensuels et journaliers minimaux ne s'abaissent pas en saison froide à des valeurs aussi faibles qu'en saison chaude, du moins dans les bassins d'une certaine étendue. L'hiver 1962-1963 est particulièrement expressif à cet égard (fig.68).

Certes, le déficit pluviométrique est moins grave qu'en saison chaude, mais il convient de tenir compte également de la situation particulière des nappes. Ayant renouvelé une partie au moins de leur stock dès avant les périodes de grand froid, elles sont capables de compenser dans une certaine mesure les effets de la sécheresse hivernale. Les niveaux moyens mensuels de la nappe du grès permien dans le bassin de Wittlich ont été ainsi élevés lors des étiages de février et de mars 1963, tout en étant légèrement inférieurs aux valeurs moyennes (tableau XLIV).

De plus, le gel, qui n'affecte le sol que sur une profondeur de quelques dizaines de centimètres durant ces grands hivers, perturbe assez peu les apports d'eau en provenance des nappes. L'indigence prononcée de l'écoulement sur de très petits cours d'eau dans le bassin inférieur s'explique uniquement par leur prise en glace quasi totale.

Il s'agit là, à notre sens, d'une différence fondamentale avec les bassins fluviaux des régions continentales tempérées et froides. Dans ces bassins, les nappes les plus superficielles peuvent être totalement gelées et l'on peut parler alors d'étiages accentués dûs au froid (M. Rochefort, 1963). Dans le bassin de la Moselle, comme dans l'ensemble des bassins fluviaux océaniques, les étiages de saison froide ne sont pas dûs directement au gel mais à la pénurie pluviale, liée à une stabilité exceptionnelle de types de temps anticycloniques, certes froids mais également secs.

Il existe ainsi une certaine similitude entre les facteurs qui entraînent les fortes crues de saison froide et les étiages très creusés de saison chaude. La faible capacité des nappes aquifères du bassin est incapable de limiter les effets de l'irrégularité interannuelle et intersaisonnière des précipitations, qui règle à la fois la gravité et la fréquence des étiages comme celles des crues.

III.- Les graves étiages de la Moselle en saison chaude

Ce sont les étiages de saison chaude qui retiennent généralement l'attention des hydrologues, car ils sont les plus graves. Leurs conséquences économiques sont sévères, bien que moins spectaculaires que celles des crues. La réduction des débits rend difficile la navigation, diminue les possibilités de production des centrales hydroélectriques et pose de redoutables problèmes d'alimentation en eau aux collectivités et aux industries qui s'approvisionnent dans les nappes fluviales ou à même les cours d'eau.

Faute de données hydrométriques suffisantes, on se limitera à l'étude d'étiages récents de la fin du XIXe siècle et du XXe siècle, en réservant un développement particulier aux étiages remarquables de 1959 et de 1964.

A.- Les étiages récents de saison chaude. Leur gravité, leur date et leur fréquence

On ne dispose que de valeurs des hauteurs d'eau pour les étiages du XIXe siècle et encore nombre d'entre eux, signalés par M. Von Tein (1905), ceux de 1818, de 1822, de 1842, de 1857, de 1858 et de 1871, ne peuvent être analysés (tableau XLV).

Par ailleurs, les débits ne sont utilisables qu'à partir de l'été remarquable de 1911 sur la Moselle inférieure et sur la Sûre, qu'à partir de 1947 sur la Sarre inférieure et qu'à partir de 1959 sur la Moselle et sur ses principaux affluents dans la partie française du bassin (tableau XLVI).

Ce manque d'homogénéité de la documentation hydrométrique ne permet pas une étude approfondie de ces étiages. L'absence de correspondance en France entre les plus anciennes stations limnimétriques et les nouvelles stations de jaugeage rend ainsi aléatoire tout rapprochement des étiages les plus récents avec ceux de la fin du XIXe siècle. A Cochem, station d'une stabilité éprouvée, il est par contre possible de comparer les étiages de la longue série d'années qui court de 1886 à 1964.

On se contentera donc d'analyser brièvement la gravité, la date ainsi que la fréquence des étiages de saison chaude.

En dépit des réserves émises précédemment, on peut néanmoins tenter un classement des étiages récents en fonction de leur gravité absolue, ce qui ne préjuge en rien de leur durée effective.

A la station de Cochem, les étiages les plus creusés ont été dans l'ordre ceux de 1964 (1), de 1963 et de 1921, de 1949, de 1959, de 1947,

(1) La valeur du minimum absolu de la Moselle à Cochem le 12 juin 1964, soit 20 m3/s, nous semble douteuse, elle doit être influencée par l'aménagement du cours d'eau. De même le débit minimal de 0,60 m3/s à Epinal en août 1952 a été très largement sous-estimé à notre avis.

TABLEAU XLV

ETIAGES DE SAISON CHAUDE. HAUTEURS D'EAU MINIMALES
EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN (1) (m)

Stations limnimétriques	1874	1885	1886	1892	1893	1895	1900	1911	1921	1947	1949	1952	1959
Epinal - Moselle			0,34 (../9)	0,07 (../8)	0,04 (../8)	0,10 (../9)	0,33 (../9)				0,32 (24/7)	0,36 (../8)	0,30 (25/7)
Metz (Pt des Morts) - Moselle	1,37 (../8)	1,40 (../8)	1,48 (../9)	1,28 (../8)	1,30 (../8)	1,34 (../9)	1,40 (../9)	1,34 (15/9)					
Trier - Moselle	- 0,04 (../8)	0,04 (../8)	0,18 (../9)	- 0,20 (24/8)	- 0,24 (31/8)	- 0,20 (25/9)	- 0,14 (20/9)	- 0,30 (14/9)	- 0,53 (26/7)	- 0,20 (23/9)	- 0,55 (23/8)	- 0,40 (17/8) (2)	- 0,57 (15/9) (2)
Cochem - Moselle			0,28 (../9)	0,10 (../8)	0,00 (../8)	0,04 (../9)	0,08 (../9)	- 0,27 (15/9)	- 0,50 (28/7)	- 0,34 (9/10)	- 0,49 (24/8)	- 0,32 (13/8) (2)	- 0,35 (1/10) (2)
Malzéville - Meurthe		0,06 (../8)	- 0,87 (../9)	- 0,85 (../8)	- 1,11 (../8)	- 1,15 (../9)	- 0,91 (../9)			- 1,20 (21/9)	- 1,40 (2/8)	- 1,40 (26/7)	- 1,40 (28/10)
Bollendorf - Sûre				- 0,12 (../8)	- 0,12 (../8)	- 0,17 (../9)	- 0,10 (../9)	- 0,15 (15/8)		- 0,04 1/8	- 0,03 (31/7)		
Saarlouis - Sarre	- 0,08	- 0,30 (3/8)	- 0,12 (../9)	0,00 (21/8)	- 0,35 (../8)	- 0,10 (../9)	0,00 (27/10)	- 0,00 (../9)	- 0,10 (19/7)				

(1) La date de la hauteur d'eau minimale enregistrée au cours de la saison chaude est indiquée entre parenthèses

(2) Valeurs ne tenant pas compte de l'abaissement du zéro des appareils enregistreurs.

de 1952, de 1911 et de 1962 (tableaux XLV et XLVI). Les étiages les plus atténués sur la Moselle inférieure ont été enregistrés en 1893, en 1895, en 1900, en 1892 et surtout en 1886.

Cette hiérarchie des étiages varie d'une station à l'autre par suite de conditions locales particulières : soutien éventuel des débits par la nappe alluviale, prélèvement ou rejet d'eau... Le débit minimal connu depuis 1911 à la station de Trèves, qui n'est plus exploitée il est vrai depuis 1963, a été observé ainsi en 1959. Les étiages de 1964 ont été plus creusés sur la Moselle moyenne à Hauconcourt que ceux de 1959 alors que l'on note l'inverse à Toul (1). Enfin, le débit minimal d'étiages de la Sarre à Mettlach depuis 1946 appartient aux saisons chaudes de 1947 et de 1949.

La date du minimum de l'écoulement lors de chacune des périodes de très basses eaux est approximativement la même dans toutes les stations. Août apparaît comme le mois du minimum le plus fréquent (étiages de 1876, de 1885, de 1892, de 1893, de 1949, de 1952, de 1963 et de 1964), suivi de septembre-octobre (étiages de 1886, de 1895, de 1900, de 1911, de 1947 et de 1959), et plus rarement de juillet (étiages de 1921).

La fréquence des étiages estivaux est au total assez élevée, elle est la même que celle des grands étés chauds et secs (R. Frécaut, 1969). Il ne semble pas toutefois qu'on puisse parler d'une véritable périodicité, même si l'on note parfois un regroupement des années d'étiages : 1885 et 1886, 1892, 1893 et 1895, 1947 et 1949, 1962, 1963 et 1964.

Etant données les brèves séries d'observations dont on dispose et la limite fort imprécise entre étiages de saison chaude et simples basses eaux annuelles, la détermination précise de la fréquence et par là même de la

---

(1) Des estimations du service ordinaire des Ponts et Chaussées attribuent un débit minimal de 2,50 m 3/s à la Moselle à Toul en 1911, qui constituerait donc le record en cette station.

TABLEAU XLVI ETIAGES DE SAISON CHAUDE. DEBITS MINIMAUX BRUTS ET SPECIFIQUES EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN (1)

Stations		1911	1921	1947	1949	1952	1959	1962	1963	1964
Epinal - Moselle (2)	a					0,30?	4,40	1,97	6,10	1,60
	b					0,49	3,62	1,62	5,00	1,31
	c					17/8	4/10	26/8	2/8	2/9
Toul - Moselle (2)	a	2,50			3,50		3,10	5,10	6,75	3,58
	b	(3)			(3)		0,92	1,52	2,01	1,06
	c						15/9	2/9	4/8	8/7
Lauconcourt - Moselle	a						9,70	12,40	30,90?	6,85
	b						1,03	1,31	3,27	0,73
	c						14/10	18/11	1/8	10/8
Trier - Moselle	a	58,00	44,10	58,00	42,90	45,50	41,50	46,90		
	b	2,22	1,85	2,43	1,80	1,96	1,74	1,99		
	c	14/9	23/7	23/9	23/8	17/8	15/9	2/9		
Cochem - Moselle	a	41,00	25,00	37,60	25,70	38,50	35,00	51,00	25,00?	20,00?
	b	1,51	0,92	1,38	0,95	1,37	1,29	1,89	0,92	0,74?
	c	16/9	28,7	9/10	24/8	13/8	1/10	4/9	6/8	12/6
Malzéville - Meurthe	**a**						3,70	2,57	5,45	1,78
	b						1,26	0,87	1,85	0,60
	c						28/10	9/11	1/8	30/8
Bollendorf - Sûre	a	3,80	3,00				4,40	7,40	4,40	2,60
	b	1,15	0,91				1,34	2,25	1,34	0,79
	c	15/8	../7				../9	4/9	16/8	28/7
		(4)	(4)							
Mettlach - Sarre	a			15,00	15,00		19,50	21,50	19,00	17,00
	b			2,10	2,10		2,73	3,01	2,66	2,38
	c			../9	../8		20/9	1/10	../8	7/8

(1) a : Débit brut minimal journalier (m3/s).
b : Débit spécifique minimal journalier (1/s/km2).
c : Date du minimum
(2) valeurs calculées en tenant compte des prélèvements d'eau quotidiens
(3) d'après les estimations du service ordinaire des Ponts et Chaussées
(4) d'après F. Engel (1952)

probabilité des grands étiages nous paraît pour l'instant du moins illusoire, malgré les résultats intéressants auxquels mène la prévision statistique (J. Bernier, 1964).

Dans cette optique d'ailleurs, il est bien certain que les causes hydrométéorologiques lointaines de ces étiages devraient être prises en considération de pair avec les causes plus directes, spécialement dans le cadre des oscillations climatiques "périodiques" se traduisant par la succession de séries d'années à faible et à forte pluviosité (Première Partie - Chapitre III).

On peut simplement noter que, du moins au XXe siècle, la fréquence des étiages de saison chaude est plus grande dans la série des années à faible pluviosité postérieures à 1941 que dans la phase antérieure plus humide de 1911 à 1940, au cours de laquelle on ne relève de graves étiages qu'en 1911 et en 1921.

Cette analyse rapide des étiages de saison chaude peut être complétée par une étude plus détaillée des très basses eaux estivales de 1959 et de 1964.

B.- Les étiages de saison chaude en 1959 et en 1964. Leur durée, leur évolution, leur gravité et leur influence limitée sur l'écoulement du Rhin inférieur

Les étiages des étés de 1959 et de 1964 ont été retenus, car ils sont les mieux connus et parmi les plus graves du siècle (W. Eschweiler, 1959a).

Les relevés précis, effectués en de nombreuses stations de jaugeage du bassin, facilitent l'étude de la durée effective, des types d'évolution et de la gravité véritable propres aux étiages estivaux, qui n'a pu être menée précédemment. Ces relevés permettent aussi d'évoquer les répercussions des apports de la Moselle sur le Rhin inférieur en régime de très basses eaux.

Les étiages de 1959 et de 1964 se différencient, tout d'abord, par la date de leur minimum liée à la répartition des périodes de sécheresse, en septembre pour l'été 1959 et dès août pour 1964. Mais il convient de préciser également la durée effective de ces étiages et ceci est possible grâce à l'analyse séquentielle des débits les plus faibles.

En 1959, la période de 90 jours consécutifs au cours de laquelle la moyenne des débits moyens journaliers est tombée à 6,57 m 3/s à Epinal et à 16,40 m 3/s à Hauconcourt sur la Moselle, à 22,90 m3/s à Mettlach sur la Sarre, s'est étendue de la deuxième quinzaine d'août à la première quinzaine de novembre (tableau XLVII). Ces valeurs sont beaucoup plus représentatives de la pénurie fluviale que celles du débit caractéristique d'étiage de la dite année, soit respectivement 4,7 m3/s, 11,0 m3/s et 20 m3/s (fig. 53).

La même période de 90 jours consécutifs, assez significative de la durée véritable des étiages, a correspondu en 1964 à des valeurs moyennes dans l'ensemble plus modestes : 4,8 m3/s à Epinal, 20,8 m3/s à Mettlach, mais 18,9 m3/s à Hauconcourt. La phase de très basses eaux a été également plus précoce qu'en 1959, de la première quinzaine de juillet à la fin de septembre ou au début d'octobre (tableau XLVIII).

La durée et la gravité respectives des étiages de 1959 et de 1964 ressortent encore mieux grâce aux courbes représentatives des valeurs successives de la moyenne des débits journaliers aux trois stations envisagées pendant des périodes plus ou moins longues, de 5 jours consécutifs au moins et de 90 jours au plus (fig. 60). De même, les histogrammes mettant en relation les valeurs moyennes des débits journaliers et leur durée effective sont très démonstratifs des différences qui existent entre ces étiages (fig. 61).

On saisit, d'emblée, la précocité déjà notée des étiages de 1964 par rapport à ceux de 1959. On remarque également que, si les étiages de 1964 ont été les plus graves pour la Moselle à Epinal et la Sarre à Mettlach, les débits de très basses eaux ont été plus indigents à Hauconcourt en 1959.

TABLEAU XLVII

ETIAGES DE LA SAISON CHAUDE DE 1959

DUREE DE LA PERIODE DE TRES BASSES EAUX

STATIONS	Valeurs-limites du débit moyen (m 3/s)	Durée effective Nombre de jours consécutifs	Valeur du débit moyen (m 3/s)
Epinal - Moselle	5 - 6	6 du 25/7 au 30/7	6,00
	"	43 du 13/9 au 25/10	5,60
	6 - 7	14 du 21/7 au 3/8	6,90
	'	90 du 18/8 au 15/11	6,57
Hauconcourt - Moselle	10 - 11	4 du 21/9 au 25/9	10,75
	"	9 du 2/10 au 10/10	10,80
	11 - 12	5 du 12/9 au 16/9	12,00
	"	21 du 20/9 au 10/10	11,44
	12 - 13	40 du 11/9 au 20/10	12,47
	13 - 14	55 du 7/9 au 31/10	13,50
	14 - 17	90 du 22/8 au 19/11	16,40
Mettlach - Sarre	20 - 21	5 du 1/9 au 5/9	20,70
	"	15 du 8/9 au 22/9	20,80
	"	5 du 25/9 au 29/9	20,80
	21 - 22	57 du 24/8 au 19/10	21,50
	22 - 23	90 du 16/8 au 13/11	22,90

FIG.60 DUREE DE LA PERIODE DE TRES BASSES EAUX A EPINAL (Moselle) A HAUCONCOURT (Moselle) ET A METTLACH (Sarre) EN SAISON CHAUDE (1959 et 1964) ET EN SAISON FROIDE (1962-63)

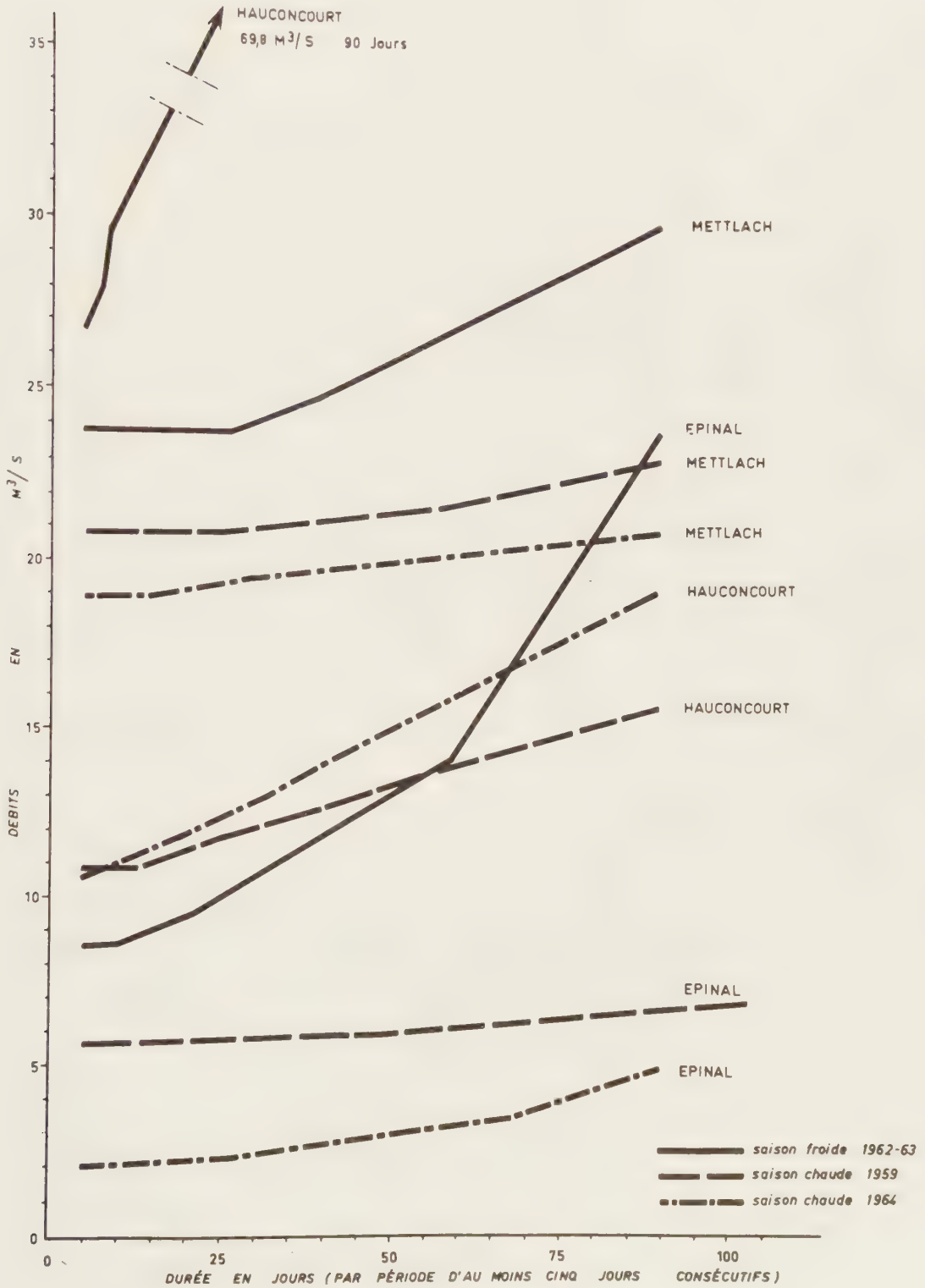


FIG.61 DUREE ET GRAVITE EFFECTIVES DES ETIAGES DE SAISON CHAUDE DE LA MOSELLE A EPINAL ET A HAUCONCOURT ET DE LA SARRE A METTLACH EN 1959 ET EN 1964.

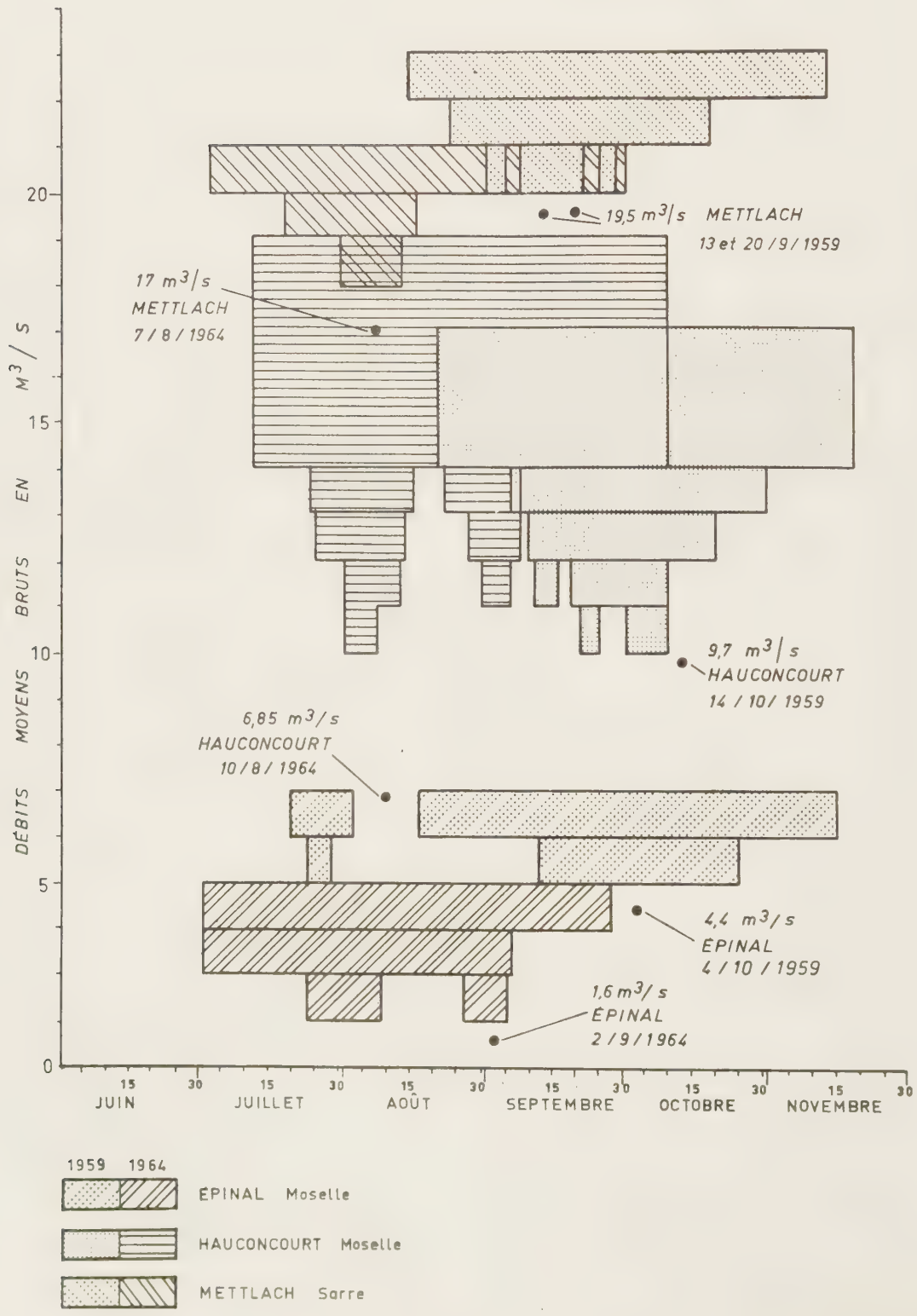


TABLEAU XLVIII

ETIAGES DE LA SAISON CHAUDE DE 1964

DUREE DE LA PERIODE DE TRES BASSES EAUX

STATIONS	Valeurs-limites du débit moyen (m 3/s)	Durée effective Nombre de jours consécutifs	Valeur du débit moyen (m 3/s)
Epinal - Moselle	2 - 3	17 du 24/7 au 9/8	2,1
	"	10 du 27/8 au 5/9	2,5
	3 - 4	68 du 1/7 au 6/9	3,4
	4 - 5	90 du 1/7 au 28/9	4,8
Hauconcourt - Moselle	10 - 11	7 du 1/8 au 7/8	10,6
	11 - 12	13 du 1/8 au 13/8	11,8
	"	7 du 31/8 au 6/9	11,9
	12 - 13	20 du 26/7 au 14/8	12,9
		12 du 28/8 au 8/9	13,0
	13 - 14	23 du 25/7 au 16/8	13,7
	"	17 du 23/8 au 8/9	14,0
	14 - 19	90 du 12/7 au 10/10	18,9
Mettlach - Sarre	18 - 19	14 du 31/7 au 13/8	19,0
	19 - 20	29 du 19/7 au 16/8	19,5
	20 - 21	90 du 2/7 au 30/9	20,8

Une telle analyse des débits journaliers contribue donc grandement à déterminer la durée effective des étiages et à approfondir leur caractère de gravité, dont le débit minimal dit d'étiages extrêmes n'est qu'un des critères.

Les étiages de 1959 et de 1964 se prêtent également à une étude assez poussée de l'évolution réelle du phénomène.

L'évolution des étiages diffère totalement de celle des crues. Ils s'établissent par un abaissement progressif du plan d'eau, de quelques centimètres par jour au départ. La phase descendante n'est donc jamais rapide en saison chaude et la baisse des eaux est d'autant plus lente au coeur de la période d'étiages que les réserves souterraines sont plus abondantes.

La phase ascendante, à la fin des étiages, est plus brutale, mais moins toutefois qu'en saison froide. Le retour de types de temps cycloniques et pluvieux peut cependant faire passer assez rapidement, en quelques semaines, la Moselle d'une indigence grave à des hautes eaux, voire à des crues, vu les faibles possibilités d'accumulation en eau des sols. Ce fut le cas en 1947 à la fin de la période des étiages ; après deux mois à peine d'eaux moyennes et de hautes eaux, le cours d'eau connut en décembre 1947 et en janvier 1948 une de ses plus fortes crues.

Comme l'évolution d'une crue se caractérise par la forme de son hydrogramme, l'évolution d'un étiage se définit par l'allure de sa courbe de tarissement. Cette courbe traduit parfaitement l'influence des réserves souterraines dites régulatrices, sur l'écoulement fluvial en régime propre ou non influencé par de nouvelles précipitations (M. Pardé, 1964c). Les débits des sources et par là même ceux des cours d'eau décroissent selon une fonction exponentielle pouvant s'exprimer par diverses formules suivant le degré de perméabilité des bassins et donc suivant l'abondance des réserves régulatrices (G. Castany, 1963).

Les courbes de tarissement ont été dessinées pour les étiages de 1959 en deux stations non influencées par de quelconques prélèvements ou rejets, à Cochem sur la Moselle et à Mettlach sur la Sarre (fig. 62).

Ces courbes révèlent une différence très nette d'évolution pour les étiages des deux cours d'eau. A Cochem, la courbe reste assez inclinée après la courbure dûe à l'influence du dernier apport pluvial, ce qui indique que l'écoulement fluvial a été assez peu soutenu par les apports en eaux souterraines effectivement peu abondantes à l'échelle du bassin. Il suffit de quelques phases sèches d'une dizaine ou d'une quinzaine de jours, même entrecoupées de périodes plus humides révélées par les indentations de la courbe, pour que l'on enregistre un étiage accentué.

La courbe de la Sarre à Mettlach témoigne, au contraire, d'un tarissement plus lent des sources ; elle reste pratiquement horizontale après la fin de la courbure, pendant près de deux mois. Les débits du cours d'eau sont ainsi mieux soutenus en étiages par les eaux souterraines, provenant du grès vosgien principalement (Carte II hors-texte).

Par ailleurs, les vitesses des eaux fluviales diminuent singulièrement en période de très basses eaux, en fonction de la décroissance des débits et elles sont, théoriquement du moins, les plus faibles lors du minimum de l'écoulement.

Des vitesses moyennes de 0,5 m/s ont été ainsi mesurées à Epinal et à Hauconcourt sur la Moselle en août 1959, au début de la phase descendante ; elles se sont abaissées à moins de 0,2 m/s en septembre et en octobre. A l'aval, sur la Moselle inférieure, les vitesses enregistrées à Trèves et à Cochem ont été du même ordre de grandeur, alors que sur la Sarre, moins indigente, les vitesses moyennes relevées à Mettlach ont été légèrement supérieures.

Les vitesses en étiages sont représentatives de l'ensemble des cours d'eau en milieu tempéré océanique, du moins dans les régions de plaines

FIG.62 COURBES DE TARISSEMENT DE LA MOSELLE A COCHEM ET DE LA SARRE A METTLACH LORS DE LA SAISON CHAUDE DE 1959.

et de plateaux. Les courants fluviaux sont alors lents et peu turbulents, ce qui implique des forces tractrices très faibles et par là même des transports solides de fond pratiquement nuls et des transports solides en suspension peu abondants (Troisième Partie - Chapitre II).

L'analyse de la gravité des étiages peut être affinée à partir des cartes de l'écoulement moyen mensuel minimal brut ou spécifique, enregistré en septembre 1959 et en août 1964. Le cadre mensuel adopté peut prêter à la critique, néanmoins il est le seul à permettre une vue d'ensemble du phénomène d'étiages à l'échelle du bassin (1).

La comparaison des valeurs de l'écoulement moyen brut en septembre 1959 et en août 1964 montre que ces étiages ont été graves sur les principales artères du bassin, à l'exception de la Sarre à Mettlach (fig. 63 et 64). Les pourcentages respectifs de l'écoulement en septembre 1959 et en août 1964 par rapport aux valeurs moyennes mensuelles correspondantes d'une plus ou moins longue série d'années ont été ainsi de 23,1 et de 30,3 à Hauconcourt pour la Moselle, de 28,2 et de 39,6 à Cochem pour la Moselle, de 29,2 et de 34,5 à Malzéville pour la Meurthe, de 31,6 et de 40,9 à Bollendorf pour la Sûre, mais de 68,9 et de 63,1 à Mettlach pour la Sarre.

Les deux cartes de l'écoulement moyen mensuel brut révèlent également la faiblesse des apports de la Meurthe au collecteur principal, en septembre 1959 et en août 1964, la relative abondance des apports de la Sarre, dont les débits mensuels particuliers ont été égaux sinon supérieurs à ceux de la Moselle moyenne elle-même, enfin la décroissance déjà signalée des volumes écoulés entre Trèves et Cochem, liée en partie au moins à une forte évaporation à la surface des eaux.

---

(1) Ce cadre mensuel est quelque peu arbitraire, car, s'il comporte généralement le jour du débit minimal, il ne correspond pas exactement à la période des plus basses eaux.

FIG.63 ECOULEMENT MOYEN BRUT DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN SEPTEMBRE 1959.

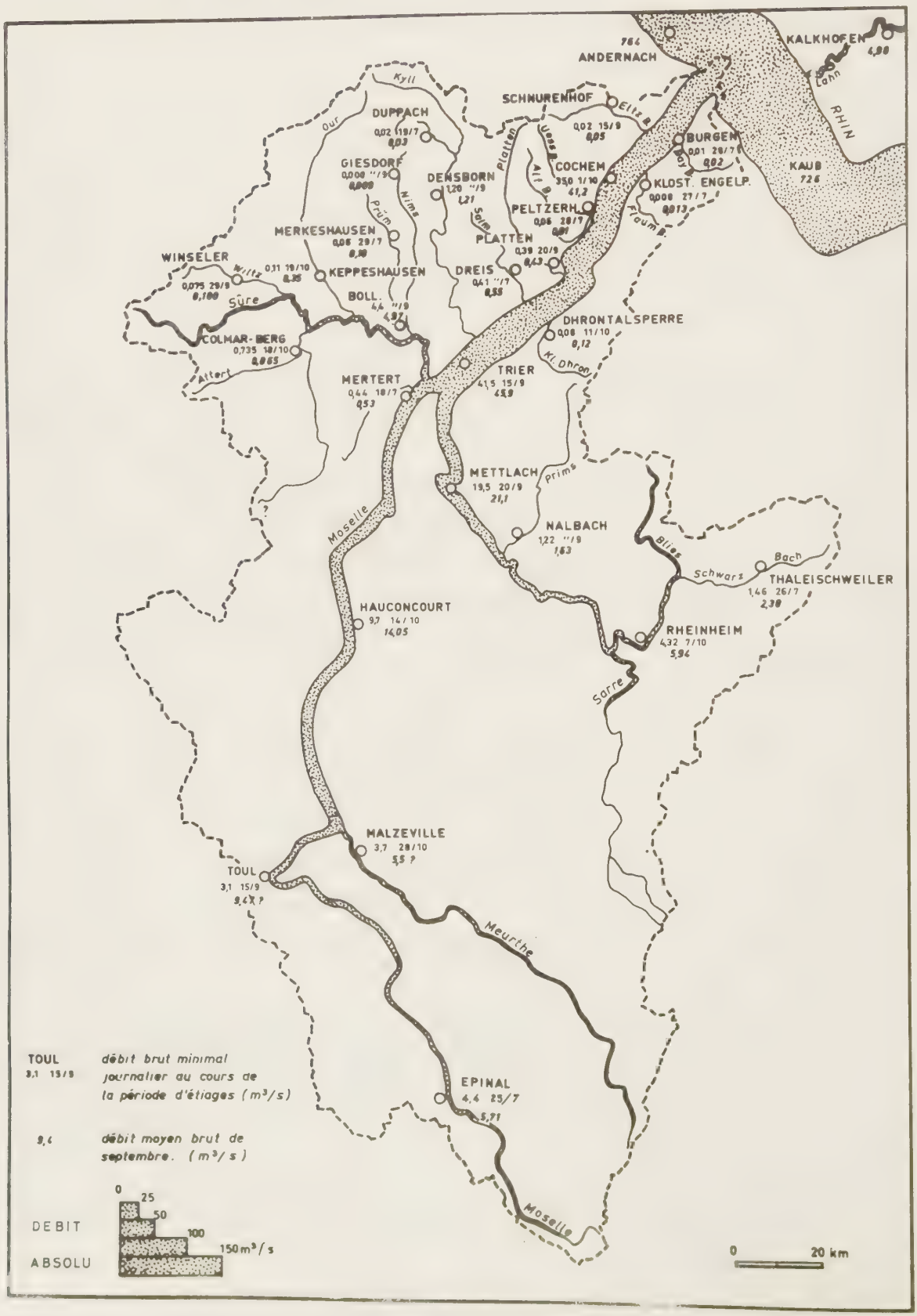
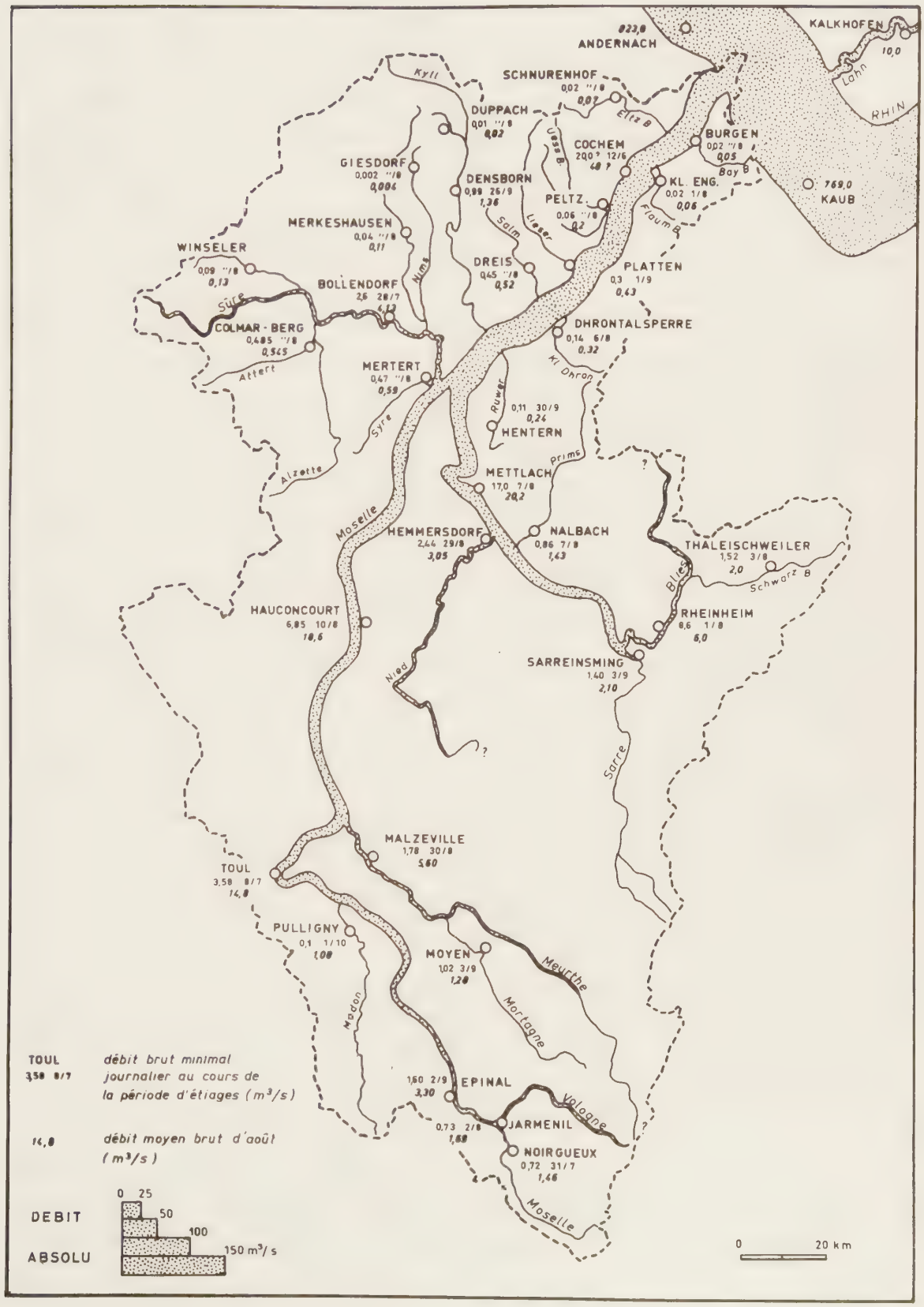


FIG.64 ECOULEMENT MOYEN BRUT DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN AOUT 1964.



Les valeurs de l'écoulement moyen spécifique des deux mois considérés soulignent parfaitement, quant à elles, l'influence variée des eaux souterraines dans le bassin (fig. 65 et 66). Les débits moyens spécifiques de septembre 1959 et d'août 1964 ont été inférieurs à 2 1/s/km 2 dans la majorité des bassins et parfois même voisins de 1 1/s/km 2, dans le bassin du Madon par exemple. L'influence limitée des eaux souterraines en saison chaude se fait donc sentir dans tout le bassin de la Moselle.

Cependant, le débit moyen mensuel spécifique ne s'est jamais abaissé au-dessous de 5 1/s/km 2 dans le bassin du Schwarz Bach, au-dessous de 4 1/s/km 2 dans celui de la Vologne et au-dessous de 2,5 1/s/km 2 dans ceux de la Syre ou de la Salm.

Les réserves pourtant modestes mais fort bien alimentées des nappes du bassin de la Vologne sont donc capables d'atténuer la gravité des étiages estivaux, de façon moins décisive cependant que les réserves profondes du grès vosgien dans le bassin du Schwarz Bach. De ce fait, le débit moyen mensuel spécifique de la Sarre inférieur à Mettlach n'est jamais tombé au cours de ces deux périodes d'étiages à moins de 2,5 1/s/km 2.

Ainsi, les effets fort variables des réserves souterraines, déjà soulignées dans le cadre des variations saisonnières des débits, apparaissent-ils plus clairement encore lors des très basses eaux de saison chaude.

Les cartes de l'écoulement mensuel minimal brut ou spécifique dans le bassin de la Moselle comportent également les valeurs des débits journaliers minimaux enregistrés en 1959 et en 1964 ; elles permettent donc d'apprécier la profondeur absolue de ces étiages.

Le débit brut d'étiages extrêmes de la Moselle est ainsi descendu à 4,4 m 3/s à Epinal, à 3,1 m 3/s à Toul, à 9,7 m 3/s à Hauconcourt, à 41,5 m3/s à Trèves et à 35,0 à Cochem lors de l'été exceptionnel de 1959 (tableau XLV

FIG.65 ECOULEMENT MOYEN SPECIFIQUE DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN SEPTEMBRE 1959

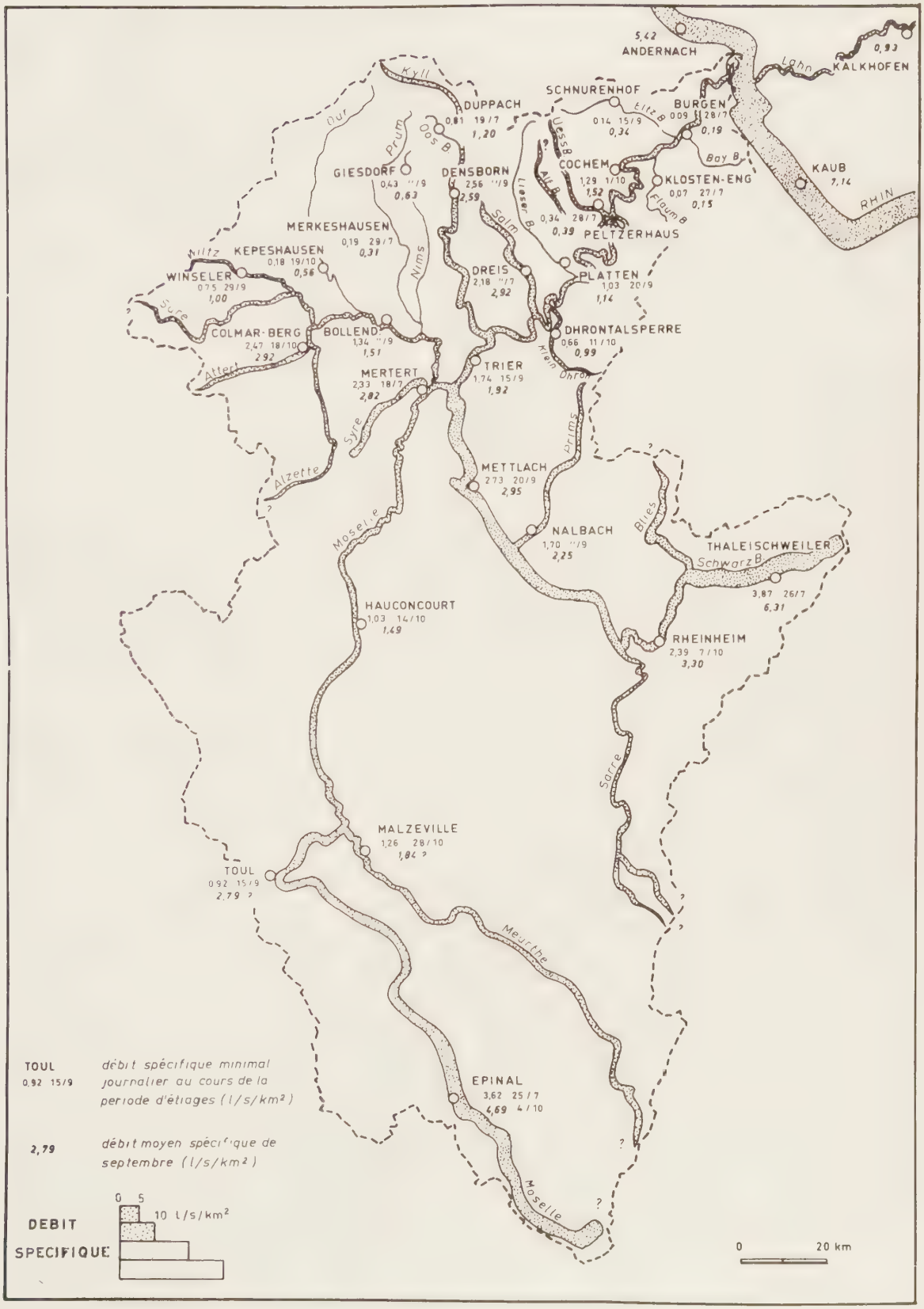
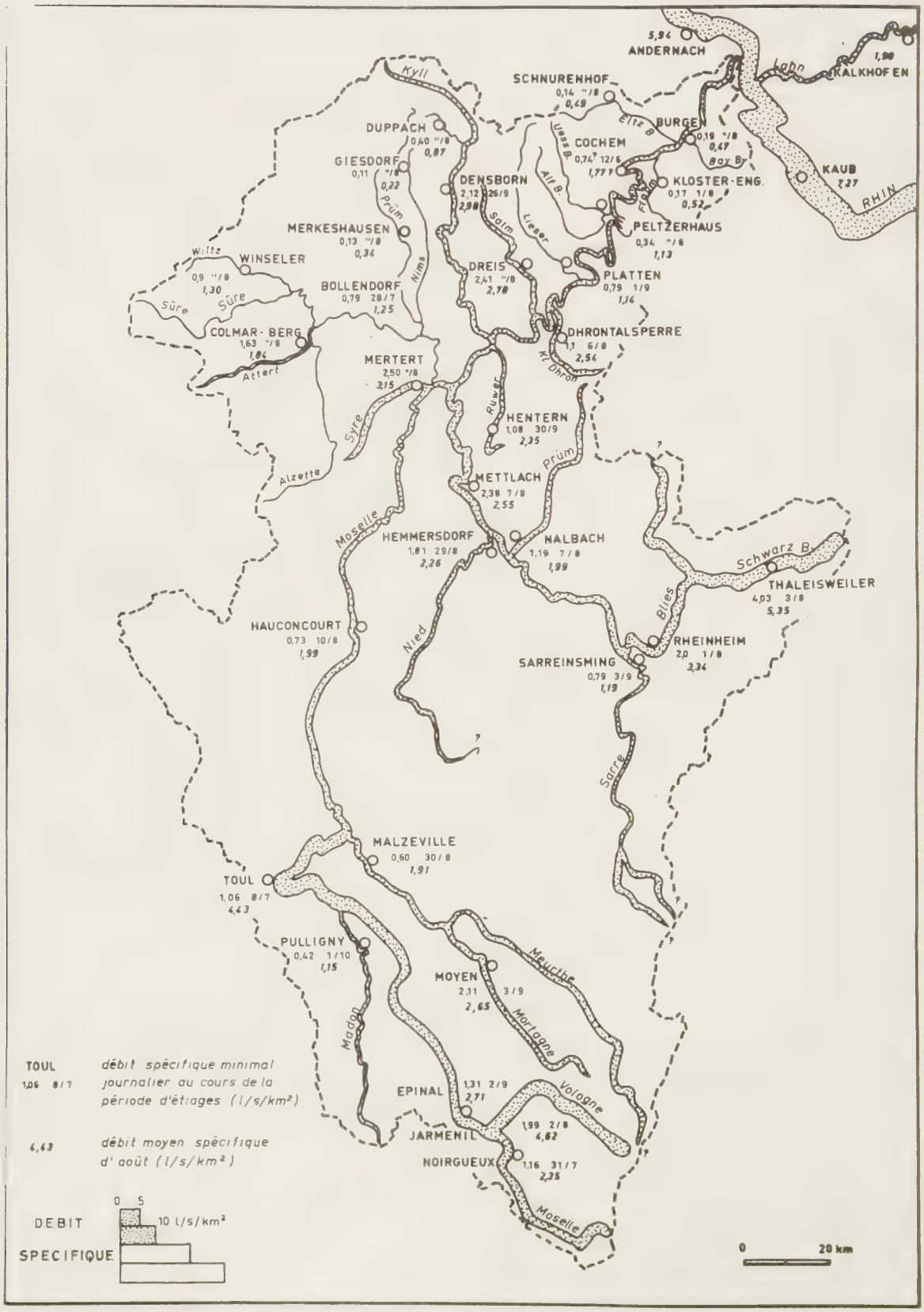


FIG.66 ECOULEMENT MOYEN SPECIFIQUE DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN AOUT 1964.



et fig 64) (1).

Le minimum minimorum connu de la Moselle à Cochem, que l'on retienne 20 m3/s le 12 juin 1964 ou 25 m3/s le 28 juillet 1921, est donc proche de celui de la Seine à Paris (Tableau XLIX) ou de la Saône à Lyon. Si l'on retient la valeur minimale de 20 m 3/s à Cochem, le rapport du débit d'étiages extrêmes au module normal ne s'élève donc qu'à 0,07, ce qui illustre les caractères d'immodération et d'irrégularité du régime du cours d'eau déjà maintes fois soulignés.

Pour comparer la gravité absolue des étiages de la Moselle et de divers autres cours d'eau océaniques, il est préférable d'avoir recours aux notations en 1/s/km2.

L'écoulement spécifique minimal connu de la Moselle est ainsi tombé à 1,31 1/s/km2 à Epinal en septembre 1964, si l'on ne retient pas la valeur discutable de 1952, à 0,92 1/s/km2 à Toul en septembre 1959, à 0,73 1/s/k à Hauconcourt en août 1964, 0,74 1/s/km2 à Cochem en juin 1964 ou au moins à 0,92 1/s/km2 à Cochem en juillet 1921, si l'on rejette la valeur de 1964 par trop incertaine ; le débit spécifique le plus faible de la Sarre à Mettlach, par contre, n'est pas descendu au-dessous de 2,10 1/s/km2 lors des étiages de septembre 1947 et d'août 1949 (tableau XLVI).

La gravité absolue des étiages de la Moselle à Cochem s'apparente donc à celle de la plupart des cours d'eau océaniques des régions de plaines et de plateaux (tableau XLIX). Le minimum minimorum de la Moselle est très proche de celui de la Loire à Gien, du Blavet à Guerlédan ou du Main à Schweinfurt, il est moins indigent que celui de la Seine à Paris ou de la Nahe à Grolsheim, mais plus faible que celui de la Meuse à Chooz et du Neckar

(1) Lors de la récente saison chaude de 1969, la pénurie de la Moselle a été beaucoup moins grave qu'en 1959 et qu'en 1964. On a ainsi enregistré en octobre un débit minimal brut de 6,35 m 3/s à Epinal, de 7,10 m 3/s à Toul, de 18,5 m 3/s à Hauconcourt, de 68 m 3/s à Cochem. A Mettlach sur la Sarre, par contre, l'écoulement est tombé à 22,2 m 3/s.

TABLEAU XLIX ETIAGES DE SAISON CHAUDE EN 1959 ET EN 1964. ECOULEMENT BRUT ET SPECIFIQUE MINIMAL DE QUELQUES COURS D'EAU OCEANIQUES (1)

Période d'étiages		Nuance pluviale océanique									Nuance pluvio-nivale de montagne		Nuance pluvio-nivale de plaine
		Blavet-Guerlédan	Seine-Paris (2)	Loire-Gien (2)	Meuse-Chooz	Neckar-Rockenau	Main-Schweinfurt (2)	Nahe-Grolsheim	Lahn-Kalkhofen (2)	Ruhr-Hattingen (2)	Ain-Pont d'Ain	Doubs-Ocourt (2)	Elbe-Neu-Darchau
1959	a	0,50	20,00	48,00		22,00	21,40	2,14		1,64		2,90	
	b	0,90	0,45	1,33	/	1,73	1,68	0,53	/	0,40	/	2,35	/
	c	../8	15/11	15/8		12/9	27/7	15/9		28/11		19/10	
1964	a			29,00	13,30	20,80	11,00	1,70	9,30	3,71	3,83		16,80
	b	/	/	0,30	1,31	1,64	0,86	0,42	1,35	2,14	1,38	/	1,27
	c			24/8	28/8	26/7	21/6	13/9	4/9	30/8	16/9		7/8

(1) a: débit brut minimal journalier (M3/s)
b: débit spécifique minimal journalier (l/s/km2)
c: jour du minimum

(2) Station influencée par des prélèvements en eau ou par des barrages-réservoirs.

à Rockenau (1). Enfin, le débit minimal connu de la Moselle supérieure à Epinal, à la sortie du massif vosgien, est du même ordre de grandeur que celui d'autres cours d'eau à régime pluvio-nival de moyenne montagne, comme l'Ain ou le Doubs à Ocourt, ou à régime pluvio-nival de plaine, comme l'Elbe à Neu-Darchau.

On retrouve ainsi les valeurs-types des débits spécifiques minimaux définies par M. Pardé pour chaque espèce fluviale (1957b et 1968). Les cours d'eau à régime pluvial océanique, telle la Moselle, peuvent tomber de 1 à 0,2 l/s/km2 pour leurs étiages extrêmes, alors que ce débit minimal est beaucoup plus élevé pour les cours d'eau de montagne soumis à une alimentation solide dominante. L'indigence fluviale n'atteint donc jamais en milieu tempéré océanique les très basses valeurs spécifiques propres au milieu méditerranéen (0,2 à 0,01 l/s/km2).

La Moselle ne joue qu'un rôle assez secondaire sur le Rhin inférieur en régime d'étiages, du fait de ses apports réduits et de l'écoulement encore relativement honorable du fleuve (M. Pardé, 1959c).

Il n'y a pas, d'ailleurs, de coïncidence exacte entre le minimum de l'écoulement sur la Moselle et sur le Rhin. La fonte annuelle de la neige dans le bassin supérieur du fleuve assure une réalimentation abondante des réserves souterraines et lacustres qui sont capables de soutenir les débits jusqu'à la fin de saisons chaudes exceptionnelles, en octobre ou en novembre.

Aussi, lorsque la Moselle connaît sa plus grave pénurie, les débits du Rhin sont encore soutenus et la Moselle a déjà retrouvé des eaux moyennes ou des hautes eaux quand le fleuve atteint ses étiages les plus profonds. Les étiages les plus graves du Rhin depuis 1901 ont été ainsi enre-

---

(1) Les débits minimaux connus du Neckar à Rockenau et de la Lahn à Kalkhofen se sont abaissés en fait respectivement à 1,02 l/s/km2 en octobre 1949 et à 0,54 l/s/km2 en juillet 1911.

gistrés en 1947 et le débit minimal connu a été le 3 novembre de 482 m 3/s à Kaub, à l'amont de la confluence de la Lahn et de la Moselle, et de 560 m 3/s à Andernach à l'aval, soit des valeurs spécifiques respectivement de 4,65 et de 4,01 1/s/km2.

Néanmoins, la Moselle contribue, quelque peu à aggraver la faiblesse de l'écoulement rhénan en période de très basses eaux ; ainsi en septembre 1959, le débit moyen mensuel brut du Rhin n'est passé que de 726 m3/s à Kaub, à 764 m3/s à Andernach, par suite des apports réduits de la Moselle, soit 41 m3/s, et de la Lahn, soit seulement 5 m3/s (fig. 63). L'incidence relative de la Moselle sur la faiblesse de l'écoulement du fleuve se dégage mieux encore des valeurs spécifiques. Le débit mensuel du Rhin en septembre 1959 s'est abaissé de 7,14 1/s/km2 à Kaub à 5,42 1/s/km2 à Andernach, ce qui ne saurait surprendre puisque le débit spécifique lors du même mois n'était que de 1,52 1/s/km2 pour la Moselle et de 0,93 1/s/km2 pour la Lahn (fig. 65).

De la même façon, le débit moyen du Rhin n'a crû en août 1964 que de 769 m3/s à Kaub à 823 m3/s à Andernach ; l'apport moyen de la Moselle n'a pas dépassé 48 m3/s et celui de la Lahn 10 m 3/s (fig. 64). La faiblesse de l'écoulement spécifique des deux affluents en ce mois, soit respectivement 1,77 1/s/km2 et 1,90 1/s/km2, n'a pu freiner la décroissance assez sensible du débit du fleuve qui est tombé de 7,27 1/s/km2 à Kaub à 5,94 1/s/km2 à Andernach (fig. 66).

L'influence de la Moselle sur l'écoulement du Rhin inférieur lors des étiages de saison chaude est donc assez malaisée à dégager ; sans être négligeable, elle semble pourtant moins efficace que durant les brèves périodes de très basses eaux en saison froide.

IV.- Les étiages atténués de la Moselle en saison froide

Les étiages de saison froide n'ont fait jusqu'ici l'objet que de

peu de recherches. Le phénomène est généralement masqué par la formation de glaces fluviales (M. Pardé et R. Frécaut, 1967), il est de plus moins grave et moins durable qu'en saison chaude. Les pénuries moins prononcées des précipitations, l'absence de toute perte sérieuse d'eau par évapotranspiration et des apports souvent plus efficaces des nappes souterraines en sont les raisons majeures.

On devra se contenter ici encore d'une brève présentation d'étiages récents du XXe siècle, faute de données hydrométriques suffisantes, et seuls les étiages de l'hiver 1962-1963 seront plus longuement analysés.

A.- Quelques étiages récents de saison froide. Leurs principales caractéristiques

Aucun des étiages de saison froide au XIXe siècle ne peut être valablement étudié. Or, ces très basses eaux hivernales, accompagnées le plus souvent dans le bassin de la Moselle de glaces fluviales, semblent pratiquement aussi fréquentes en ce siècle que les étiages estivaux : hivers 1819-1820, 1822-1823, 1829-1830, 1837-1838, 1840-1841, 1843-1844, 1847-1848, 1853-1854, 1860-1861, 1869-1870, 1875-1876, 1879-1880, 1890-1891, 1892-1893, et 1894-1895 (Première Partie - Chapitre III).

Parmi les nombreux étiages de saison froide observés au XXe siècle, on ne retiendra que ceux des hivers 1928-1929, 1946-1947, 1955-1956 et 1962-1963 (tableau L). Ils sont les mieux connus et également les plus graves.

Plusieurs différences notables peuvent être relevées entre ces très basses eaux de saison froide et les étiages de saison chaude.

L'évolution des étiages en saison froide est plus rapide qu'en saison chaude. La phase descendante est brusque, la pénurie dans l'alimentation fluviale intervient, en effet, en une saison caractérisée d'habitude par une certaine abondance. La phase ascendante est elle-même plus brutale,

TABLEAU L

ETIAGES DE SAISON FROIDE

DEBITS MINIMAUX BRUTS ET SPECIFIQUES

EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN (1)

STATIONS		Saison froide 1928-1929	Saison froide 1946-1947	Saison froide 1955-1956	Saison froide 1962-1963
Epinal - Moselle (2)	a			11,00	6,70
	b			9,00	5,35
	c			26/2	26/2
Toul - Moselle (2)	a				10,30
	b				3,07
	c				4/3
Hauconcourt-Moselle	a			47,00	23,30
	b			5,00	2,47
	c			29/2	3/3
Trier-Moselle	a	79,20	196,00	113,00	
	b	3,32	8,22	4,77	
	c	13/1	20/2	29/2	
Cochem - Moselle	a	60,30	92,80	106,00	55,00
	b	2,22	3,42	3,90	2,03
	c	13/2	21/12	29/2	16,2
Malzéville - Meurthe	a				4,13
	b				1,40
	c				10/2
Bollendorf-Sûre	a				6,50
	b				1,98
	c				25/2
Mettlach-Sarre	a		32,00	32,00	22,50
	b		4,48	4,48	3,14
	c		29,1	27/2	9/2

1) a : Débit brut minimal journalier (m 3/s)
b : Débit spécifique minimal journalier (1/s/km 2)
c : Date du minimum

2) Valeurs calculées en tenant compte des prélèvements d'eau quotidiens.

des types de temps cycloniques très pluvieux succèdent directement aux types de temps anticycloniques froids et secs générateurs de ces étiages.

La durée effective des très basses eaux en saison froide est également plus brève qu'en saison chaude, car les périodes à fort déficit pluviométrique sont assez courtes, on l'a vu, au cours des grands hivers froids et secs et les périodes humides sont plus directement efficaces pour l'écoulement fluvial, à l'exception toutefois des périodes neigeuses.

Les étiages d'hiver peuvent survenir de façon apparemment aussi désordonnée que ceux d'été, ce qui rend également aléatoire tout calcul sérieux de probabilité. On peut rappeler d'ailleurs que ces étiages hivernaux peuvent suivre ou précéder des étiages estivaux : saison froide 1946-1947 et saison chaude 1947, saison chaude 1962, saison froide 1962-1963 et saison chaude 1963.

La profondeur absolue des étiages de la Moselle lors des hivers 1928-1929, 1946-1947, 1955-1956, a toujours été moins marquée qu'au cours d'un des quelconques étiages de saison chaude analysés précédemment. Le débit minimal absolu du cours d'eau à Cochem descend rarement au dessous de 60 m3/s, soit une valeur spécifique voisine de 2,2 1/s/km2, mais la Moselle, comme la majorité de ses affluents, a connu un écoulement plus faible lors des plus graves étiages hivernaux de ce siècle, ceux de février-mars 1963.

B.- Les étiages de la saison froide 1962-1963

L'intérêt principal des étiages de février-mars 1963 est leur brève durée et leur gravité seulement moyenne.

L'analyse séquentielle des débits journaliers montre que la période de très basses eaux n'a pas dépassé en fait 10 à 30 jours consécutifs (tableau LI). La période limite de 90 jours consécutifs courant de la mi-décembre

TABLEAU LI

ETIAGES DE LA SAISON FROIDE 1962-1963

DUREE DE LA PERIODE DE TRES BASSES EAUX.

STATIONS	Valeurs-limites du débit moyen (m3/s)	Durée effective Nombre de jours consécutifs	Valeur du débit moyen (m 3/s)
Epinal-Moselle	8 - 9	5 du 1/2 au 5/2	8,5
	"	5 du 24/2 au 28/2	8,6
	9 - 10	10 du 30/1 au 8/2	9,3
	"	11 du 24/2 au 6/3	9,8
	10 - 15	59 du 10/1 au 9/3	14,0
	15 - 25	90 du 10/12 au 9/3	23,7
Hauconcourt-Moselle	26 - 27	5 du 1/3 au 5/3	27,0
	27 - 28	7 du 27/2 au 5/3	28,0
	28 - 30	8 du 26/2 au 5/3	29,7
	30 - 70	90 du 19/12 au 18/3	69,8
Mettlach-Sarre	23 - 24	26 du 17/1 au 11/2	23,8
	24 - 25	39 du 9/1 au 16/2	24,9
	25 - 30	90 du 6/12 au 5/3	29,9

à la mi-mars ne peut être retenue, car elle n'est absolument pas représentative du phénomène d'étiages. Les moyennes des débits journaliers correspondant à cette période ont atteint des valeurs élevées dans l'ensemble : 23,7 m3/s à Epinal sur la Moselle, 69,8 m3/s à Hauconcourt sur la Moselle et 29,9 m3/s à Mettlach sur la Sarre.

La faible durée des véritables étiages en février-mars 1963 ressort encore mieux des courbes représentant les différentes valeurs de la moyenne des débits journaliers, aux trois stations de référence, au cours de périodes variées allant de 5 jours consécutifs au minimum à 90 jours consécutifs au maximum (fig. 60). La différence de durée effective entre les très basses eaux de saison froide et de saison chaude est alors manifeste.

Les cartes de l'écoulement moyen brut et spécifique dans le bassin de la Moselle en février 1963 permettent, quant à elles, de préciser le degré de gravité de ces étiages.

Le débit moyen brut de la Moselle s'est maintenu en février 1963 à 10,1 m3/s à Epinal, à 17,5 m3/s à Toul et à 87,9 m3/s à Cochem (1). Le débit brut d'étiages extrêmes du cours d'eau a atteint 6,7 m3/s à Epinal, 10,3 m3/s à Toul, 23,3 m3/s à Hauconcourt et 55 m3/s à Cochem, valeurs donc très largement supérieures au débit caractéristique minimal de l'année hydrologique considérée et aux valeurs minimales enregistrées lors de tous les étiages de saison chaude (fig. 67). Sur la Sarre seule, l'écart entre les étiages hivernaux et estivaux est moins prononcé par suite du soutien constant apporté par les nappes souterraines tout au cours de l'année.

Proportionnellement d'ailleurs, les apports de la Moselle au Rhin inférieur, qui a connu des basses eaux très graves en février 1963, ont été

---

(1) Le débit moyen de la Moselle à Hauconcourt lors du même mois, soit 54 m3/s, semble quelque peu surestimé.

FIG.67 ECOULEMENT MOYEN BRUT DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN FEVRIER 1963.

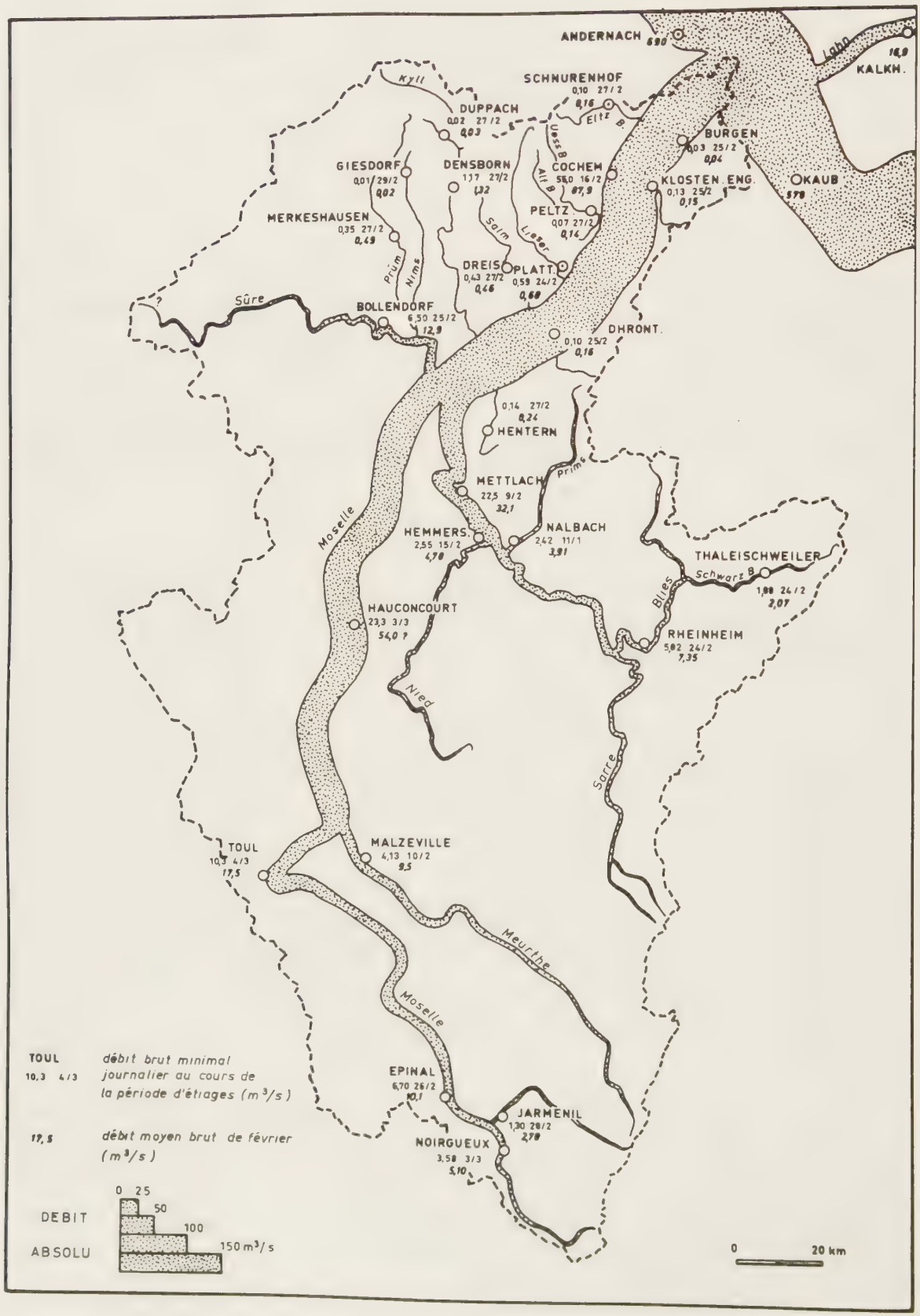
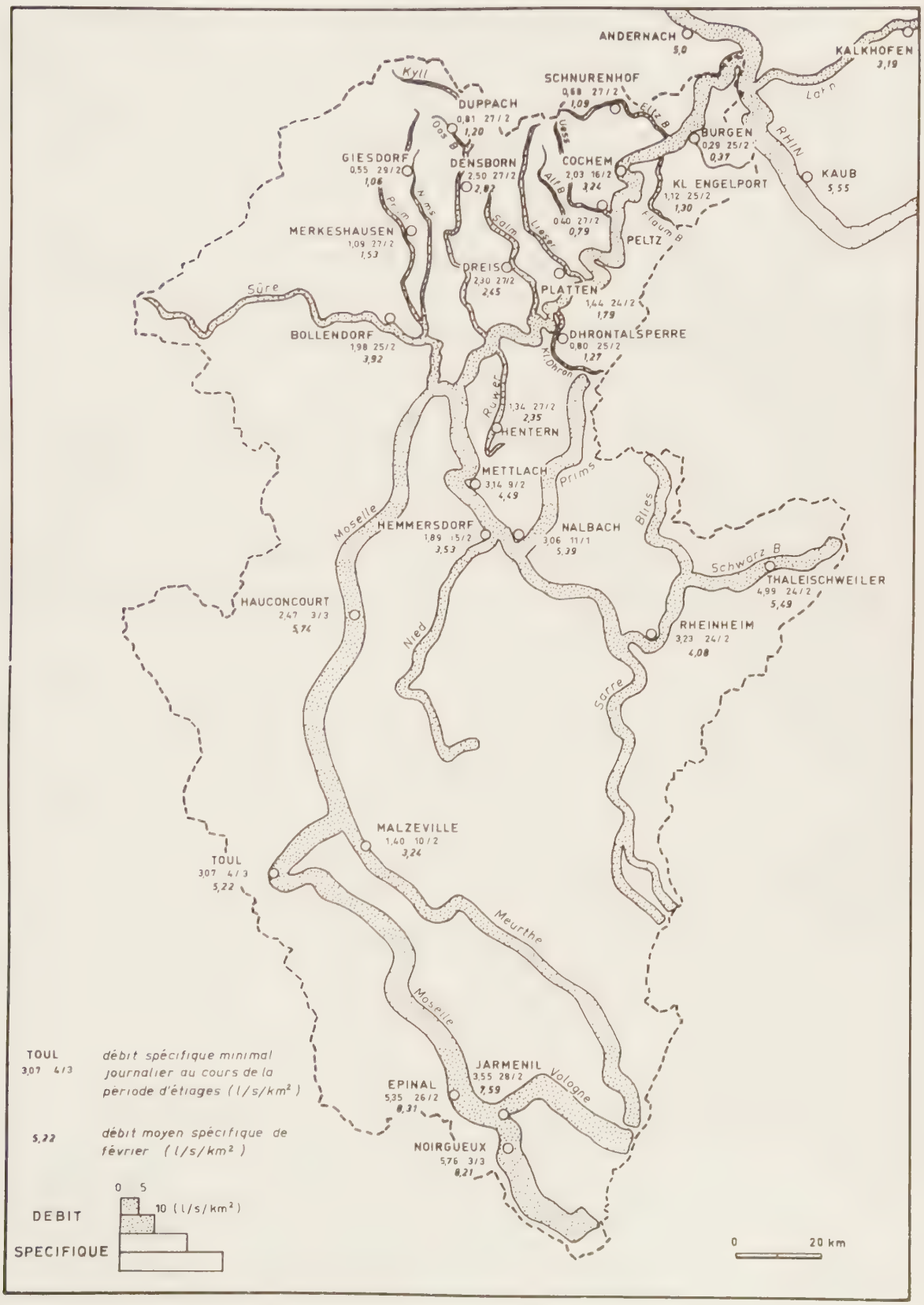


FIG.68 ECOULEMENT MOYEN SPECIFIQUE DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE EN FEVRIER 1963.



plus efficaces que lors des étiages estivaux. Les quelques 88 m3/s fournis par la Moselle et les 17 m3/s de la Lahn ont entraîné un accroissement assez sensible du débit moyen brut du fleuve entre Kaub (578 m3/s) et Andernach (690 m3/s). De cefait, le débit spécifique du Rhin ne s'est abaissé que de 5,55 l/s/km2 à 5 l/s/km2 entre ces deux stations.

Les effets de la brièveté de la période d'indigence fluviale et du soutien plus important apporté par les nappes aux cours d'eau du bassin en saison froide apparaissent encore mieux dans les valeurs de l'écoulement spécifique (fig. 58).

Le débit moyen mensuel spécifique est rarement descendu au dessous de 3 l/s/km2 sur les artères maîtresses du bassin. La faiblesse de l'écoulement spécifique, inférieur à 1 l/s/km2 sur certains petits affluents de la Moselle inférieure, comme l'Uess Bach, l'Eltz Bach et le Bey Bach, tient uniquement au fait qu'ils ont été alors, on l'a dit, pris presque totalement par les glaces.

C O N C L U S I O N

Les étiages méritent une attention particulière car ils témoignent, tout comme les crues, de la vie réelle des cours d'eau. De plus, leurs conséquences économiques, sans être aussi spectaculaires que celles des crues, sont parfois très graves.

La réduction sensible des débits fluviaux rend délicate la navigation, diminue les possibilités de production d'énergie hydroélectrique, met en difficulté l'alimentation en eau des collectivités et des industries, accroît la gravité des phénomènes de pollution thermique et chimique. Par ailleurs, d'un point de vue strictement hydrologique, les périodes d'étiages sont des périodes de faibles transports solides par les cours d'eau, les forces tractrices des courants fluviaux décroissant tout comme les vitesses des eaux.

Le bassin de la Moselle apparaît comme tout à fait caractéristique du milieu tempéré océanique en ce qui concerne les étiages, qu'il s'agisse des graves étiages de saison chaude ou des étiages plus atténués de saison froide.

L'étude des étiages, phénomènes assez simples dans leur génèse et leur évolution, se heurte à maintes difficultés et leur définition n'est pas des moindres.

Les étiages ou basses eaux très prononcées se différencient des basses eaux ordinaires et annuelles par leur fréquence, leur gravité et leur durée, mais pas toujours par leur date. Pour la Moselle, comme pour tous les cours d'eau océaniques, la date des basses eaux moyennes est aussi celle des étiages les plus profonds, ceux de saison chaude. Les étiages hivernaux se produisent au coeur même d'une saison relativement abondante, ce qui rend leurs caractéristiques d'autant remarquables.

Les données hydrométriques disponibles en période d'étiages doivent être utilisées avec beaucoup de prudence, car elles sont le plus souvent approximatives. L'enregistrement des hauteurs d'eau est faussé lors de la formation des glaces fluviales qui accompagne les étiages de saison froide et les opérations de jaugeage sont toujours délicates en très basses eaux.

Les valeurs des débits fournis en de nombreuses stations sont sujettes à caution, soit que des prélèvements ou des rejets d'eau soient pratiqués, soit que des aménagements fluviaux faussent l'écoulement naturel des eaux.

L'analyse des étiages ne peut, d'autre part, se limiter à l'utilisation des simples valeurs minimales des hauteurs d'eau ou des débits, car elles permettent au mieux d'apprécier la profondeur absolue des étiages. La détermination de la durée et de l'évolution des étiages implique d'autres critères plus significatifs : débits caractéristiques d'étiages, débits moyens pendant des périodes homogènes de très basses eaux, débits moyens mensuels minimaux.

La gravité et la durée des étiages de saison chaude découlent des conditions climatiques et hydrologiques très particulières et propres aux grands étés chauds et secs. Les apports limités des nappes souterraines compensent faiblement les effets d'une indigence pluviale durable et d'une intense

évapotranspiration.

Les étiages de la fin du XIXe siècle, et du XXe siècle n'ont pu être étudiés en détail, faute de données hydrométriques précises, et la trop brève série d'observations dont on dispose n'a point permis de fixer la fréquence et la probabilité de ces étiages. Il semble néanmoins que la fréquence des étiages estivaux a été la plus élevée lors de la série d'années à faible pluviosité postérieures à 1941.

Les étiages de saison chaude en 1959 et en 1964, les mieux connus et parmi les plus graves du siècle, ont permis de mettre en évidence les différences qui interviennent d'une période d'étiages à l'autre dans les dates et les durées du phénomène. L'évolution de ces étiages varie également suivant les secteurs du bassin, en fonction de l'influence des réserves souterraines, si limitée soit-elle en saison chaude.

Les valeurs des débits spécifiques minimaux, mensuels ou journaliers, reflètent parfaitement cette influence variée des apports souterrains dans le bassin. Le débit minimal de la Moselle à Cochem est ainsi tombé à 1,29 l/s/km2 en 1959 et à 0,74 l/s/km2 en 1964, cette dernière valeur semblant sous-estimée, alors que le débit de la Sarre à Mettlach, au bassin relativement perméable, n'est pas descendu au-dessous respectivement de 2,73 l/s/km2 et de 2,38 l/s/km2.

La comparaison entre les débits d'étiages extrêmes de la Moselle à Cochem et ceux d'autres cours d'eau océaniques s'est avérée également pleine d'intérêt. La gravité des étiages du cours d'eau est moins prononcée que celle de la Seine à Paris, mais plus proche par contre de celle de la Loire à Gien.

En saison chaude, enfin, la Moselle n'exerce qu'un rôle mineur sur l'écoulement du Rhin inférieur, du fait du décalage qui existe dans le temps entre son propre minimum et celui du fleuve. Ses apports réduits accentuent encore la décroissance très marquée en étiages de l'écoulement spécifique du Rhin.

Les étiages de saison froide de la Moselle ne sont pas moins fréquents que ceux de saison chaude. Ils sont, par contre, moins graves et moins durables, car le déficit pluviométrique est moins élevé et les apports des nappes plus efficaces en général.

Seuls quelques étiages hivernaux du XXe siècle ont pu être retenus pour analyse, faute d'une documentation hydrométrique précise.

L'exemple des étiages de l'hiver 1962-1963 a montré que la durée des très basses eaux excède rarement un mois contre deux à trois mois en saison chaude. L'évolution de ces étiages est, par ailleurs, plus rapide tant lors de la phase descendante que lors de la phase ascendante terminale.

Enfin, le débit minimal brut en hiver n'est tombé qu'une seule fois à 55 m3/s à Cochem depuis le début du siècle, en février 1963, soit un débit spécifique correspondant de 2,03 1/s/km2, alors que cette valeur caractérise un minimum peu exceptionnel en saison chaude. La Moselle, donc moins indigente, semble soutenir plus efficacement qu'en été les très basses eaux du Rhin inférieur.

La conjonction, assez exceptionnelle, il est vrai, d'étiages de saison froide, lors de l'hiver 1946-1947, d'étiages de saison chaude durant l'été de 1947 et de crues très puissantes au cours de l'hiver 1947-1948, témoigne de l'irrégularité fondamentale du climat en milieu tempéré océanique comme de l'immodération et de l'irrégularité des régimes fluviaux. C'est d'ailleurs à l'étude des crues que l'on va désormais s'attacher.

C H A P I T R E V

LES CRUES DE SAISON CHAUDE ET DE SAISON FROIDE

Les crues illustrent de façon beaucoup plus spectaculaire et souvent plus dramatique que les étiages les caractères d'immodération et d'irrégularité du régime pluvial océanique.

Il nous a été possible de rassembler une ample documentation sur ces phénomènes mieux connus que les étiages. Néanmoins, si les relevés de hauteurs d'eau abondent, les données relatives aux débits font parfois cruellement défaut et limitent ainsi l'analyse des crues de la Moselle surtout au XXe siècle.

C'est au sujet des crues qu'apparaissent le plus nettement les divergences de méthodes entre la recherche fondamentale et la recherche appliquée. L'hydrologie conjecturelle ou prévisionnelle, fondée sur le calcul statistique et de probabilités de même que sur l'emploi d'ordinateurs et de calculatrices analogiques, s'est attachée au cours des dernières années tout particulièrement au problème des crues (Symposium de Léningrad, 1967 - Dixièmes journées de l'Hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, 1968 -Colloque de Tucson, 1968).

L'utilisation de calculatrices rapides ouvre des perspectives très neuves à l'hydrologie appliquée à la prévision scientifique des crues : estimation approchée des débits maximaux à escompter en fonction de précipitations données, détermination de l'atténuation possible de ces débits lors de débordements dans le lit majeur et de la vitesse probable de propagation des crues... Ces calculs, indispensables à une protection efficace contre les inondations, sont déjà pratiqués pour certains grands cours d'eau, pour le Rhin par exemple (J. Liebscher, 1970).

Il s'agit donc d'un domaine très particulier de l'hydrologie, fort différent de celui de la recherche fondamentale, qui a pour but essentiel la description et l'explication des principaux phénomènes hydrologiques, des crues tout spécialement, compte-tenu des facteurs géophysiques propres à un milieu naturel donné.

Certes, l'utilisation d'un ordinateur est d'un grand secours dans le traitement de l'information statistique, mais la simulation totale sur modèle analogique de phénomènes aussi complexes que l'écoulement d'une crue se heurtera longtemps encore à d'insurmontables difficultés, du fait de l'impossibilité actuelle de chiffrer correctement les différents paramètres des séduisantes formules mathématiques proposées par certains auteurs, c'est-à-dire tout simplement le rôle des divers facteurs géophysiques interférant dans la genèse et dans la propagation d'une crue. La recherche fondamentale en hydrologie est donc contrainte, pour l'instant du moins et notamment en ce qui concerne les crues, à une certaine approximation comme toutes les sciences de la Nature.

La genèse des crues de la Moselle a été longuement esquissée dans l'étude des averses durables de saison froide et des averses orageuses ou plus durables de saison chaude ; on se contentera donc de rappeler certaines caractéristiques fondamentales de ces averses dans le cadre de chacun des types de crues.

Bien qu'elles n'atteignent jamais la puissance des crues de saison froide, les crues de saison chaude, locales ou générales, méritent un développement particulier. Quant aux crues générales de saison froide, on analysera les plus graves et les plus récentes d'entre elles, après avoir dégagé au préalable leurs caractères généraux.

Il a semblé opportun de regrouper auparavant quelques remarques préliminaires concernant la définition et la classification des crues de la Moselle ainsi que l'inégale valeur de la documentation hydrométrique.

I.- Quelques problèmes posés par l'étude des crues

Phénomènes plus complexes que les étiages, les crues sont cependant plus aisées à analyser. Leur durée est limitée et elle n'excède pas quelques dizaines de jours contre plusieurs mois dans le cas des étiages. Par ailleurs, on dispose de nombreux critères numériques pour caractériser la fréquence, la vitesse de propagation et la puissance des crues, qu'elles soient de saison chaude ou de saison froide.

Néanmoins, quelques problèmes se posent au sujet des crues et l'un, non des moindres, est celui de leur définition. La documentation statistique relative aux crues de la Moselle, qu'il s'agisse de hauteurs d'eau ou de débits, doit être soumise par ailleurs à une minutieuse critique.

A.- La définition fort imprécise des crues

Ainsi que l'on a opposé étiages et basses eaux, il convient de distinguer crues et hautes eaux.

L'accord n'est pas total sur la définition précise des crues et certains spécialistes emploient indifféremment les termes hautes eaux et crues (1). Cette imprécision tient au fait qu'il est malaisé de tracer une limite entre ces deux types de gonflements fluviaux, sauf pour un cours d'eau déterminé et dans un secteur fluvial donné.

1.- Crues et hautes eaux

Hautes eaux et crues se distinguent par leurs fréquences, les valeurs de leurs débits, leurs conséquences sur l'écoulement fluvial dans le cadre des lits.

---

(1) Il n'existe ainsi dans la langue allemande qu'un seul terme, Hochwasser, pour caractériser hautes eaux et crues. On emploie néanmoins parfois le terme Hochflut pour désigner les crues.

Les hautes eaux moyennes représentent une situation saisonnière durable, caractéristique de la saison froide en milieu tempéré océanique (Deuxième Partie - Chapitre III). Les crues, au contraire, constituent avec les étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflements fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide, période de hautes eaux, qu'en saison chaude, période de basses eaux.

L'abondance des débits écoulés est un autre critère de distinction entre hautes eaux et crues. Les débits bruts ou spécifiques, moyens journaliers ou instantanés, atteignent parfois en période de crue des valeurs-records ; ils sont toujours supérieurs aux débits moyens de hautes eaux et donc au module. Pour de nombreux auteurs, une crue peut se définir à partir d'un débit-limite de trois à cinq fois supérieur au module (M. Rochefort, 1963). Ces phénomènes irréguliers peuvent également être caractérisés par certaines valeurs des débits classés, DC 10 jours ou DCC et DC 1 jour ou débit maximal absolu, dont on a déjà signalé la signification toute relative.

On peut également faire intervenir les lits fluviaux comme élément de discrimination entre hautes eaux et crues suivant que le lit apparent seul ou le lit apparent et le lit majeur se trouvent concernés par l'écoulement. En milieu tempéré océanique, dans les régions de plaines, de plateaux et de moyennes montagnes, le lit apparent entre berges peut contenir les volumes d'étiages, de basses eaux et d'eaux moyennes, mais également les volumes de hautes eaux. Dès que le "débit à plein bord" est dépassé, il y a débordement dans le lit majeur et donc crue pour de nombreux spécialistes. La connaissance précise de la cote de débordement moyen en une station hydrométrique donnée est donc du plus haut intérêt pour la définition des crues (tableau LII).

Pour certains hydrologues, cependant, les crues sont des phénomènes véritablement exceptionnels et elles correspondent exclusivement à des débordements très graves. Ainsi, A. Fuchs (1960), se fondant sur une mise en relation systématique des montées du Rhin à Andernach et des débor-

T A B L E A U L I I

COTES DE DEBORDEMENTS MOYEN ET GRAVE EN QUELQUES STATIONS LIMNIMETRIQUES DU BASSIN DE LA MOSELLE (1)

Stations limnimétriques	Cote de débordement moyen	Cote de débordement grave (2)
Remiremont - Moselle	2,00	3,20
Epinal - Moselle	1,50	3,20
Toul - Moselle	1,30	2,60
Millery - Moselle	3,00	3,90
Metz - Moselle	5,50	6,50
Uckange - Moselle	3,40	5,00
Cochem - Moselle	4,00	7,00
Mirecourt - Madon	2,10	2,50
Saint-Dié - Meurthe	0,90	1,80
Baccarat - Meurthe	1,20	1,90
Blâmont - Vezouze	1,40	1,70
Lunéville - Vezouze	2,00	2,50
Lunéville - Meurthe	2,00	2,50
Gerbéviller - Mortagne	1,25	2,00
Malzéville - Meurthe	2,10	3,00
Sarrebourg - Sarre	2,20	3,00
Sarralbe - Sarre	2,50	3,00
Sarreguemines - Sarre Ecluse 27	2,90	4,60

(1) cotes en mètres au-dessus du zéro de l'échelle
(2) cote d'alerte

dements du fleuve dans le bassin de Neuwied, ne pense pas que l'on puisse parler de crues pour tous les cas de débordement.

Il est bien certain que les variations des caractères morphologiques d'un lit apparent en des secteurs très proches, de même que la présence d'obstacles divers, naturels ou artificiels, peuvent entrainer des modifications importantes de l'écoulement dans le cadre même du lit. Certains de ces obstacles peuvent déterminer des zones locales d'inondation en amont, alors qu'à l'aval l'écoulement se fait en totalité dans le lit apparent.

Il faut donc se résoudre à une certaine imprécision dans la distinction entre hautes eaux et crues. Néanmoins, on ne peut parler à notre sens de crue qu'en cas de débordement généralisé à l'ensemble d'un bassin, si modeste soit-il. Par ailleurs, la hauteur d'eau minimale à retenir pour une définition des crues, en l'occurence la cote de débordement moyen, ne peut être fixé avec netteté pour un cours d'eau que dans un secteur bien défini ou, mieux encore, en une station hydrométrique caractéristique.

2.- Critères retenus pour une classification des crues de la Moselle à Cochem

On a tenté de préciser à la station de Cochem cette hauteur d'eau minimale spécifique des crues de la Moselle. La station, située sur le cours inférieur, est vraiment expressive des crues généralisées à l'ensemble du bassin. Le lit apparent du cours d'eau y est, de plus, très stable ce qui autorise des comparaisons valables entre les crues les plus récentes et les crues des siècles passés.

La cote de 3 m à l'échelle de Cochem soit un débit de 722 m3/s, correspond pratiquement au "débit à plein bord", sans débordement toutefois . Lorsque la Moselle dépasse 4 m, soit un débit de 1065 m3/s, elle déborde légèrement dans son lit majeur fort réduit par ailleurs (tableau LII). Ces deux cotes sont donc les hauteurs minimales caractéristiques des crues en

cette station. La cote de 7 m, correspondant à un débit de 2510 m3/s, n'est par contre enregistrée que lors de crues graves avec débordements plus importants.

La cote de 3 m a été retenue comme valeur minimale caractéristique des crues de saison chaude. Toute arbitraire qu'elle soit, cette cote traduit assez bien une montée sensible du cours d'eau en une saison où le niveau moyen des eaux ne dépasse pas 1,79 m, avec un minimum de 1,61 m en août et un maximum de 2,08 m en mai (période 1946-1965).

La hauteur minimale de 4 m a été, par contre, admise pour les crues de saison froide, car le niveau moyen saisonnier de la Moselle à Cochem s'élève alors à 2,77 m pour la même période de référence, avec une moyenne minimale de 2,14 m en novembre et une moyenne maximale de 3,39 m en janvier (1). Le choix de deux cotes minimales différentes pour caractériser les crues de saison chaude et de saison froide se justifie également par le fait qu'il s'agit de phénomènes fort dissemblables dans leur genèse, leur évolution et leur puissance.

Ainsi, en saison froide, les crues de 4 m à 6 m à Cochem peuvent être considérées comme simplement médiocres, la Moselle écoule alors au maximum de 1065 m3/s à 1935 m3/s. De 6 m à 7 m, les crues sont seulement moyennes avec un débit maximal variant de 1935 m3/s à 2510 m3/s. Les crues deviennent véritablement graves quand la cote maximale oscille entre 7 et 8 m, soit un débit de pointe de 2510 M3/s à 3190 m3/s. On peut parler de crues très graves quand le niveau maximal des eaux se tient entre 8m et 9 m et que l'écoulement maximal vaut de 3190 m3/s à 3920 m3/s. Les crues dépassant 9 m sont catastrophiques, car la Moselle véhicule alors en pointe souvent plus de 4000 m3/s (2

(1) Le débit minimal adopté de ce fait est donc supérieur de 2,4 fois au module pour les crues de saison chaude et de 3,7 fois pour les crues de saison froide.

(2) Cette classification ne préjuge en rien de la puissance effective des crues de la Moselle qui sera déterminée par comparaison avec celle d'autres cours d'eau.

Les débordements, bien qu'ils soient limités sur le cours inférieur de la Mosell peuvent entraîner en ce cas des dégâts considérables.

Les cotes de débordement établies par le service d'annonce des crues en diverses stations limnimétriques françaises permettent également une classification des crues du cours d'eau et de ses principaux affluents dans les bassins supérieur et moyen (tableau LII). Aux cotes de débordement moyen correspondent des crues médiocres ou au plus moyennes. Les crues revêtent une réelle ampleur quand la cote de débordement grave, dite aussi cote d'alerte, est largement dépassée.

B.- L'inégale valeur de la documentation relative aux crues

Les hauteurs d'eau et les débits journaliers ou maximaux instantanés de crues fournis par les différents services hydrologiques, dont la haute compétence ne saurait être mise en doute, doivent être utilisés cependant avec beaucoup de discernement (1).

Dans le cas de la Moselle, les données relatives aux hauteurs d'eau sont nombreuses mais certaines d'entre elles sont sujettes à caution et difficilement comparables d'une crues à l'autre. Quant aux débits, on ne dispose pas de valeurs précises pour une foule de crues même assez récentes tout spécialement dans la partie française du bassin.

1.- Les hauteurs d'eau en période de crue. Leur valeur parfois discutable

Les hauteurs d'eau,et plus particulièrement les cotes maximales qui correspondent à la pointe d'une crue, dépendent étroitement en une station donnée des débits mais aussi des conditions locales de l'écoulement, c'est-à-dire de la largeur du champ d'inondation, des pentes, de la rugosité et de la présence éventuelle d'obstacles dans le lit fluvial. Les hauteurs d'eau maximales sont donc parfois peu comparables d'une crue à l'autre par suite des

(1) A la différence des étiages, les hauteurs et les débits s'accroissent rapidement en période de crue, surtout en saison froide, et les valeurs maximales instantanées diffèrent parfois beaucoup des valeurs moyennes journalières.

modifications naturelles ou artificielles survenues tant dans le lit apparent que dans le lit majeur et des changements de zéro apportés aux échelles limnimétriques (M. Pardé, 1946).

Les constructions à usage d'habitation, les installations industrielles et les équipements collectifs de tous ordres, implantées souvent imprudemment dans le champ d'inondation depuis le début de ce siècle, faussent la montée naturelle des eaux en maintes stations hydrométriques situées à proximité de grandes agglomérations urbaines, telles celles de Nancy, de Metz ou de Trèves.

Il est d'ailleurs impossible d'estimer avec précision l'importance des perturbations ainsi causées. La station de Cochem, quant à elle, ne connait pas de semblables problèmes.

Des obstacles artificiels peuvent aggraver accidentellement l'élévation du plan d'eau en crue. C'est ainsi qu'à la suite de la destruction de nombreux ponts sur la Moselle et sur ses affluents au cours de la seconde guerre mondiale la présence de déblais et de ponts provisoires dans les lits apparent et majeur a, sans aucun doute, exagéré localement les valeurs des hauteurs d'eau, en particulier lors de la crue de décembre 1947 - janvier 1948.

Les échelles limnimétriques ont subi dans l'ensemble peu de modifications en France depuis le début des observations et les repères de crues que nous avons systématiquement relevés sur divers ponts en témoignent (Pont Leprieur à Remiremont, Pont de Pierre à Epinal, Pont de la Meurthe à Malzéville...). Les changements récents de zéro apportés aux échelles simples et aux limnigraphes en Allemagne sont, quant à eux, parfaitement connus (Deuxième Partie - Chapitre I).

Les valeurs effectives relevées après l'abaissement des échelles en 1950 à Trèves, à Bernkastel-Cues et à Cochem, en 1954 à Besch sur la

Moselle inférieure, en 1955 à Bollendorf et à Ralingen sur la Sûre, ont été rectifiées afin de permettre des comparaisons avec les crues antérieures (tableaux LIII, LIV, LVI et LVIII). Par contre, les valeurs observées après l'abaissement des échelles ont été conservées par le tracé des hydrogrammes de certaines crues (fig. 72, 73, 89, 93 et 98), les cotes correspondant aux anciens zéros des échelles étant rappelées entre parenthèses.

On dispose enfin de relevés de hauteurs d'eau en période de crue bien avant l'exploitation régulière des stations limnimétriques tant en Allemagne qu'en France, c'est-à-dire avant 1829-1832 à Besch, à Trèves et à Bernkast Cues sur la Moselle, à Sarrebrück, à Sarrelouis et à Saarburg sur la Sarre, avan 1885-1890 à Remiremont et à Epinal, avant 1896-1899 à Millery et à Metz, avant 1923 en de nombreuses stations du bassin de la Meurthe.

Néanmoins, les premières valeurs que l'on peut considérer comme sûres sont celles de la crue de décembre 1819. Les cotes maximales, très rares, relatives à la crue de février 1784, qui aurait été de beaucoup la plus grave à Cochem, sont à notre avis très incertaines. Il ne nous a pas été possible de les contrôler, car il n'existe aucun repère de cette crue ni à Metz, ni à Trèves, ni à Cochem. Nous citons avec réserve ces valeurs, à la suite d'éminents hydrologues allemands (M. Von Tein, 1905 - A. Soldan, R. Seifert et W. Friedrich, 1926).

En dépit de ces quelques restrictions, les données de hauteurs d'eau en période de crue sont donc relativement sûres et homogènes dans la plupart des stations limnimétriques de notre bassin. On possède des relevés horaires pour toutes les grandes crues de ce siècle et au minimum les cotes maximales pour les crues du XIXe siècle. C'est dire qu'une telle documentation permet une analyse aisée d'un grand nombre de crues de saison chaude et de saison froide.

2.- Les débits de crue. L'insuffisance de l'information dans la partie française du bassin

Le calcul des débits de crue, instantanés ou moyens journaliers, se heurte à de réelles difficultés (M. Pardé, 1964cet 1968). Ces débits sont

d'autant plus valables en une station de jaugeage donnée que les mesures de vitesses et de sections mouillées sont fréquentes en période de crue, donc que les extrapolations nécessaires à l'établissement des courbes de tarage sont limitées.

Ces remarques nous mènent à considérer la qualité et l'abondance de la documentation relative aux débits de crue dans les différents secteurs du bassin

Dans le secteur français, comme d'ailleurs dans le secteur luxembourgeois, les séries de débits sont fort brèves et elles ne concernent que quelques crues récentes de saison chaude : mai 1958, mai 1959, mai 1965 et mai 1970 (tableau LV), ou de saison froide : janvier 1955, février 1958 et février 1970 (tableau LIX). En France spécialement, les valeurs des débits maximaux instantanés ou journaliers ne sont le plus souvent qu'approchées, car les courbes de tarage sont extrapolées dans leur partie supérieure (Deuxième Partie - Chapitre I).

Toutefois, des estimations de débits ont été faites pour des crues plus anciennes de saison froide à Remiremont, à Epinal, à Toul, à Pont-à-Mousson et à Millery, de même qu'à Malzéville pour la Meurthe. Ces calculs ont été menés à la fin du XIXe siècle par les services compétents, soit à partir de jaugeages effectifs lors du passage d'ondes de crue, soit sur la base de diverses formules de l'hydraulique appliquées aux conditions locales.

A la suite de la crue catastrophique de décembre 1947 - janvier 1948 dans le bassin moyen, des évaluations de débits ont été présentées pour la Moselle à Epinal, à Toul et à l'aval de la confluence de la Meurthe par Monsieur M. Pardé et par la Commission d'Etude Technique chargée du "Rapport sur les inondations de décembre 1947 dans le bassin lorrain" (1949). Ces valeurs estimées seront signalées, avec les réserves qui s'imposent, dans le cadre de chacune des crues intéressées (tableau LIX).

On dispose de données plus sûres et surtout plus abondantes en République Fédérale, qu'il s'agisse des crues de la Sûre, de la Sarre ou de la Moselle inférieure.

A la station de Ralingen sur la Sûre inférieure, la courbe de tarage, réajustée plusieurs fois à la suite de profondes modifications du lit apparent, peut être considérée comme valable même en très hautes eaux jusqu'à 1957-1958. Nous avons pu ainsi reconstituer, sans risques graves d'erreur, les débits maximaux de la Sûre à l'issue de son bassin lors des principales crues de saison chaude et saison froide au XXe siècle.

La bonne stabilité de la station de Saarburg sur la Sarre inférieure nous a autorisé à calculer, à partir d'une courbe de tarage bien étalonnée, les débits de crue du cours d'eau de 1900 à 1940. L'excellente station de Mettlach, situées à quelques kilomètres en amont, a pris le relai dès 1946, si bien que l'écoulement de la Sarre inférieure lors des crues de saison chaude et de saison froide est connu avec une précision satisfaisante depuis le début de ce siècle.

La station de Besch, située sur la Moselle à l'amont de la confluence de la Sûre et de la Sarre, et les stations de Trèves et de Cochem sont de valeur très inégale. La courbe de tarage à Besch n'est pas utilisable au-delà de 1940, elle est, de plus, extrapolée dans sa partie supérieure. Nous avons cependant jugé intéressant de calculer pour cette station les débits maximaux de plusieurs crues afin de les comparer aux débits véhiculés par la Moselle à Trèves et à Cochem (tableau LIX).

Les débits de crue à Trèves sont présentées avec beaucoup de réserves. Ils ont été établis d'après une courbe de tarage peu satisfaisante et sans cesse remaniée par suite de l'instabilité du lit en cette station. Le débit maximal attribué aux crues de février et de mai 1970 est, par contre, fort valable ; la nouvelle station de Trèves, installée postérieurement à l'aménagement de la Moselle, n'est de fait pas influencée en très hautes eaux. Il est à remarquer, d'ailleurs, que les diverses valeurs des débits à Trèves

sont plausibles, car elles ne s'écartent pas sensiblement de celles enregistrées plus à l'aval à Cochem.

La série des débits de crue à Cochem est exceptionnelle tant par son abondance que par sa qualité. Les relations entre hauteurs d'eau et débits ont été établies avec une minutieuse précision en cette station par les ingénieurs allemands, même lors de la grave crue de décembre 1947 - janvier 1948, à une époque où le pont sur la Moselle était détruit et où de volumineux déblais encombraient le lit apparent.

Ainsi, malgré l'insuffisance de la documentation sur les débits de crue dans la partie française du bassin, il sera possible d'analyser correctement bon nombre de crues de saison chaude et de saison froide, d'évaluer les volumes totaux écoulés lors de ces crues et les coefficients d'écoulement effectivement réalisés.

L'étude approfondie des crues de la Moselle, qui va suivre, sera ainsi menée essentiellement à partir de la station de Cochem, vraiment représentative de l'ensemble du bassin ; elle s'appuiera tout autant sur les valeurs des hauteurs d'eau que sur celles des débits.

II.- Les crues locales et les crues générales de saison chaude dans le bassin de la Moselle

C'est en saison chaude que la distinction entre crues locales et crues générales prend toute sa signification.

Les averses orageuses, localisées dans le temps et dans l'espace, peuvent entrainer des crues certes graves mais toujours limitées à de petits bassins des Vosges, du Massif Schisteux Rhénan ou même du Plateau Lorrain, donc sans grande influence sur les artères principales comme la Meurthe, la Sûre, la Sarre et la Moselle.

Par contre, les averses véritablement cycloniques de saison chaude, plus durables et plus extensives, engendrent des crues généralisées à l'ensemble du bassin mais qui n'atteignent que très rarement la gravité des crues de saison froide.

A.- Les crues locales de saison chaude

Les montées locales de petits cours d'eau, qui méritent le nom de crues car elles déterminent des débordements graves bien que limités, sont d'ordinaire peu étudiées car elles échappent bien souvent à l'observation du fait même de leurs caractères.

Elles présentent néanmoins un réel intérêt, même si leurs conséquences sur l'écoulement général sont réduites. Ces crues sont plus fréquentes que les crues générales de saison chaude dans le bassin mosellan. Elles mettent en valeur le rôle particulier des facteurs pédologiques et biogéographiques propres au bassin. Elles peuvent revêtir parfois et localement un aspect catastrophique lors d'averses à caractères torrentiel.

1.- Une grande fréquence mais une influence limitée sur l'écoulement général

Les crues locales de saison chaude sont tout aussi fréquentes que les averses orageuses qui en sont responsables (Première Partie - Chapitre III). Elles se produisent spécialement au coeur de la saison chaude, en juin, en juillet et en août, mais elles sont totalement inefficaces pour l'écoulement fluvial lors des grands étés secs et chauds générateurs d'étiages (Deuxième Partie - Chapitre IV).

Très limitées dans le temps et dans l'espace, les averses orageuses et les crues locales qui en découlent sont très difficiles à analyser. D'ailleurs, la localisation de ces montées brutales des eaux dans de petits bassins dispersés, soit de montagne, soit du Plateau Lorrain, empêche toute concordance des flots élémentaires et par là même toute crue généralisée à l'ensemble du bassin de la Moselle.

La tranche d'eau précipité est en général modeste, vu la faible durée de l'averse et ceci malgré une intensité assez souvent élevée ; elle excède rarement 30 à 40 mm sur le Plateau Lorrain. La lame d'eau soumise effectivement au ruissellement est singulièrement réduite par les effets de l'évapotranspiration et surtout de l'interception, maximale en saison chaude.

La puissance de ces crues locales, survenant en période de basses eaux, est donc modeste, tant en ce qui concerne les débits maximaux que les volumes totaux véhiculés. Néanmoins, ces crues peuvent entrainer des inondations certes limitées mais très brutales et provoquer ainsi d'assez importants dégâts. Rares sont les étés où l'on ne signale pas de villages ou d'installations industrielles envahis par des torrents d'eau et de boue. Certains secteurs du bassin de la Moselle, comme le Nord du Plateau Lorrain et le Massif Schisteux Rhénan, semblent fâcheusement privilégiés à cet égard.

Il nous a semblé intéressant de retenir deux exemples de telles crues, l'un car il permet d'analyser dans le détail le mécanisme de ces crues et plus spécialement le rôle des facteurs pédologiques et biogéographiques, l'autre car il concerne une crue dûe à une averse vraiment torrentielle.

2.- Le rôle souvent décisif des facteurs pédologiques et biogéographi

Des recherches entreprises sous notre direction dans le cadre des petits bassins de la Belbriette et de l'Euron, où doivent être aménagés des lacs de retenue (Deuxième Partie - Chapitre I), ont permis, grâce à une heureuse coïncidence, de comparer l'évolution de crues locales en août 1968.

Ces bassins peu étendus, soit respectivement 8,5 et 148 km2, ont été équipés de limnigraphes par les soins de l'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse". Malgré de nombreux jaugeages, il n'est toutefois possible de calculer que de façon approximative les débits de crue à l'issue de ces bassins.

Les crues d'août 1968 ont très nettement montré l'influence des conditions lithologiques et pédologiques qui peut contrecarrer, en saison chaude, le rôle des pentes en liaison avec la couverture végétale.

A la suite de trois averses orageuses en août 1968, mois très pluvieux, l'écoulement de la Belbriette et celui de l'Euron ont présenté des caractéristiques fondamentalement différentes et à première vue paradoxales. La tranche d'eau précipitée au cours de chacune de ces averses n'a pas dépassé 50 mm dans le bassin vosgien de la Belbriette et 30 mm dans le bassin de l'Euron situé sur le Plateau Lorrain (Carte I hors-texte).

Les crues de la Belbriette, affluent de la haute Vologne, sont lentes et nettement atténuées en saison chaude, malgré des pentes très fortes pouvant varier de 10 à 20° (M. Rogé, 1968).

L'active interception des précipitations par le couvert forestier, occupant 85 % de la superficie du bassin, de même que l'assez grand perméabilité des épaisses formations d'arènes tapissant les versants et même du substrat cristallin fortement diaclasé freinent indéniablement le ruissellement superficiel et la concentration des eaux courantes, elles favorisent tout au contraire l'infiltration des eaux de pluie.

La crue unique de la Belbriette les 14 et 15 août 1968 a été en quelque sorte polygénique, car elle fut déterminée par deux averses orageuses successives et rapprochées, dont les effets se sont additionnés du fait même des possibilités d'infiltration offertes par les altérites épaisses. La montée des eaux a été très lente, elle dura pratiquement 24 heures (fig. 69). Quant à la phase descendante, elle fut plus lente encore par suite d'une restitution très progressive par les formations de pente des eaux infiltrées au cours des deux averses, ce qui annula d'ailleurs pratiquement les effets d'une troisième averse survenue le 17 août.

Ce n'est qu'après 5 à 6 jours que la Belbriette retrouva son niveau "normal"pour la saison. Le débit maximal de crue du cours d'eau le 15 août n'a pas dû dépasser 0,5 m3/s, soit 60 l/s/km2, valeur de peu supérieure en fait à celle du module spécifique propre aux bassins de moyenne

FIG.69 HYDROGRAMMES COMPARES DE LA CRUE DE LA BELBRIETTE ET DE L'EURON EN AOUT 1968.

montagne (Deuxième Partie - Chapitre II).

Les averses orageuses de saison chaude ne déterminent ainsi le plus souvent qu'un ruissellemment réduit et des crues très atténuées dans le secteur vosgien de notre bassin, par suite d'une conjonction défavorable à l'écoulement des facteurs pédologiques, lithologiques et biogéographiques. Il en va évidemment tout autrement en saison froide, quand les formations de pente et les sols sont saturés, voire gelés, et quand l'interception des précipitations par le couvert forestier est beaucoup moins efficace (Première Partie - Chapitre IV). La pente devient alors le facteur décisif et elle permet un abondant ruissellement de surface et une rapide concentration des eaux sur les versants.

Lors des mêmes averses orageuses d'août 1968, l'écoulement sur les versants a été très rapide dans le bassin de l'Euron, affluent de la Moselle moyenne en aval d'Epinal (H. Maïdou, 1968). Malgré des pentes moyennes très faibles, de l'ordre de 1 à 2° et caractéristiques du Plateau Lorrain, les crues du cours d'eau en saison chaude sont très brutales, par suite là encore du rôle des facteurs pédologiques, lithologiques et biogéographiques.

Le couvert forestier ne couvre qu'une assez faible partie du bassin de l'Euron (33,5 %) et la capacité globale d'interception des précipitations est en définitive plus réduite que dans la montagne vosgienne, à égalité d'intensité et d'abondance pluviométriques. D'autre part, les sols et le manteau argileux qui tapissent les versants marneux du bassin favorisent le ruissellement direct aux dépens de l'infiltration.

De fait, les crues de l'Euron sont brutales et brèves en saison chaude. La montée des eaux a été ainsi rapide après chacune des averses orageuses des 13, 14 et 17 août 1968 (fig. 69); elle dura au plus de 8 à 12 heures. Le court laps de temps séparant les averses du 13 et du 14 août ex-

pliqua que, si les deux maximums de crue ont été distincts, la première décrue du 14 août a été à peine esquissée. A cette exception près, la phase descendante de chaque crue a été également brutale et n'a pas dépassé 2 jours. La rapidité des décrues est donc dûe pour l'essentiel à la faible capacité de stockage en eau des formations de pente.

Il faut signaler cependant que, malgré leur brutalité, les crues de l'Euron sont peu puissantes. On peut estimer à 4 m3/s le débit maximal atteint le 14 août à la suite de la première averse, la plus forte, soit un écoulement spécifique de pointe très modeste et voisin de 26 l/s/km2, représentant tout juste le double de la valeur du module annuel. La puissance de certaines crues locales de saison chaude peut être toutefois beaucoup plus élevée à la suite d'averses vraiment torrentielles.

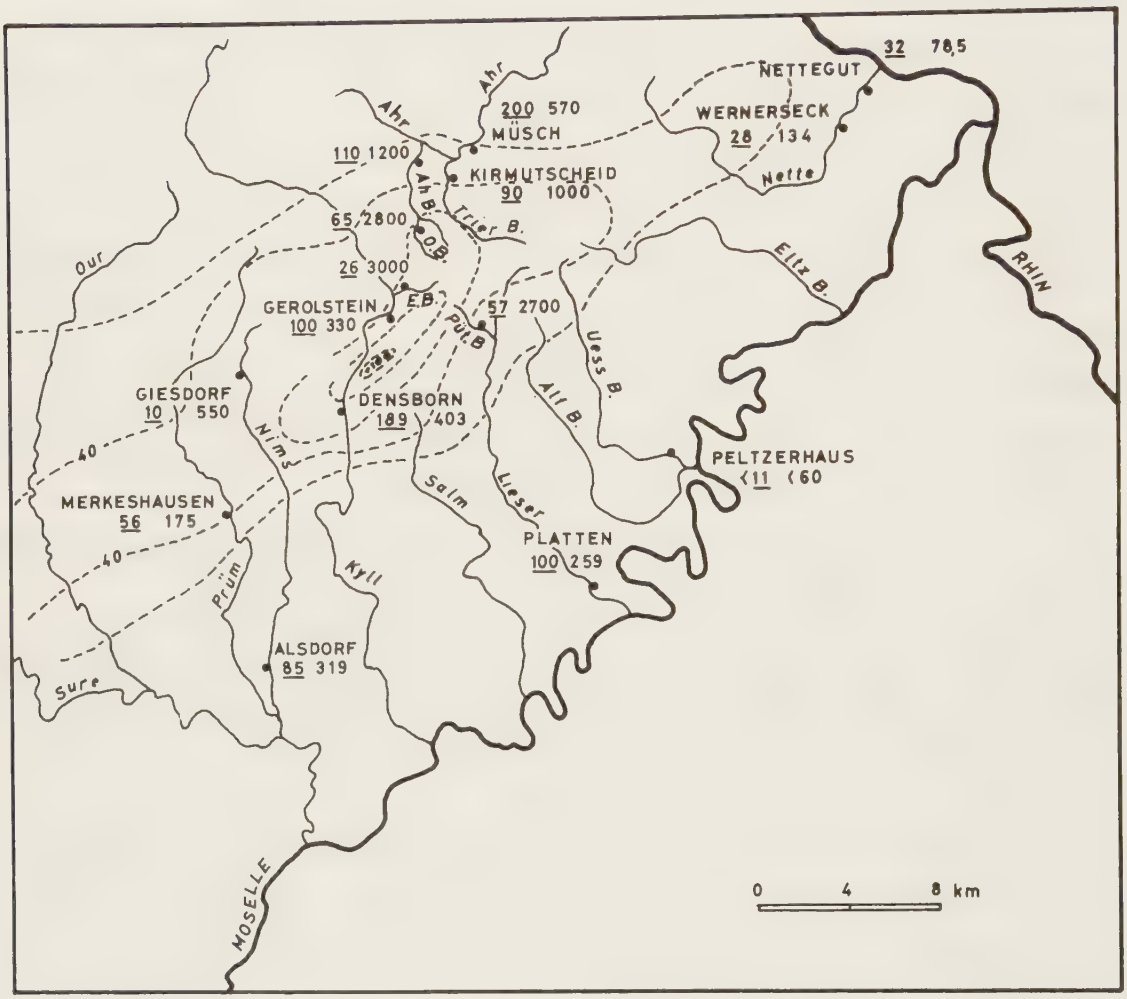
3.- La crue exceptionnelle du 30 avril et du Ier mai 1959 dans l'Eifel

Une averse orageuse récente, de caractère torrentiel et exceptionnel en Europe occidental, a été fort bien analysée dans le supplément à l'annuaire hydrologique allemand pour la Rhénanie-Palatinat de 1959 (R. Frécaut, 1962).

Le mois d'avril 1959 connut des températures journalières supérieures de 1 à 2° à la normale et les précipitations dépassèrent largement la valeur moyenne mensuelle, ce qui entraina une saturation des sols. Il ne fut donc pas surprenant qu'en ce début de saison chaude une averse d'une extrême brutalité ou Wolkenbruch, peu habituelle à cette période de l'année, affecte un secteur limité du Nord-Ouest de l'Eifel entre le cours moyen de la Nims et de l'Ahr (fig. 70).

La zone des précipitations maximales s'étendit de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est sur une largeur moyenne de 20 à 30 km. La surface réceptrice intéressée par les précipitations supérieures à 40 mm fut de l'ordre de 1130 km2 et de 570 km2 seulement pour la tranche d'eau supérieure à 50 mm et localement à 100 mm. Si la durée totale de l'averse varia de 3 à 5 heures, de 17 à 20 ou à 22 h le 30 avril, l'averse véritablement tor-

FIG.70 AVERSE TORRENTIELLE ET CRUE EXCEPTIONNELLE DANS L'EIFEL (30 avril-1er mai 1959)



• GIESDORF	*station*
10	*débit brut maximal instantané (m^3/s)*
550	*débit spécifique maximal instantané ($l/s/km^2$)*
Püt. B.	*Pützborner Bach*
E. B.	*Essinger Bach*
Ob. B.	*Obereher Bach*
------	*isohyètes (mm)*

rentielle ne dura en réalité que de 90 à 180 mn, de 18 h 50 à 21 h 50 au plus tard.

Cette averse détermina des crues spectaculaires, beaucoup plus graves que la plupart des intumescences de saison froide, sur la Prüm et la Nims, affluents de la Sûre, sur la Kyll moyenne et la Lieser, affluents de la Moselle inférieure, sur l'Ah Bach et le Trier Bach, affluents de l'Ahr.

Les débits maximaux de pointe, bruts ou spécifiques, furent enregistrés quelques heures seulement après la fin de l'averse, en fin de soirée le 30 avril ou aux premières heures du 1er mai. Vu la faible superficie des bassins affectés par l'averse, les débits maximaux bruts ont été somme toute modestes : 85 m 3/s pour la Nims inférieure à Alsdorf, 189 m 3/s pour la Kyll moyenne à Densborn, 100 m3/s pour la Lieser inférieure à Platten (tableau LV), 200 m 3/s pour l'Ahr moyen à Müsch.

Les valeurs spécifiques maximales, généralement moyennes, de l'ordre de 250 à 500 l/s/km2, ont pu cependant atteindre plusieurs milliers de l/s/km2 pour le Pützborner Bach, affluent de la Lieser (21 km2), 2800 l/s/km2 pour l'Obereher Bach, affluent de l'Ah Bach (23,3 km2). Il semble bien que la couverture forestière, à prédominance de Conifères, ait contribués à atténuer en certains secteurs la brutalité de la crue, malgré l'intensité inouïe de l'averse. En effet, si le débit maximal spécifique de l'Essinger Bach, au bassin boisé seulement à 16 %, fut d'environ 30001/s/km2, le plus gros débit de l'Ah Bach supérieur, au bassin boisé à 51 %, n'a pas dépassé 1800 l/s/km2.

Cependant, la puissance véritable de la crue, exprimée selon le coefficient A de Myer-Coutagne-Pardé, sur lequel on reviendra plus longuement, fut modeste : 13,5 pour l'Obereher Bach, 12,4 pour le Pützborner Bach, 10,6 pour l'Ahr à Müsch, 10 pour le Trier Bach à Kirmutscheid, 9 pour l'Essinger Bach, 8,4 pour la Kyll à Densborn, 5,5 pour la Nims à Alsdorf et 5,3 seulement pour la Lieser à Platten.

La crue du 1er mai 1959 dans l'Eifel n'est donc comparable ni à la crue foudroyante de la Lyn dans le Devon le 15 août 1952 avec un coeffi-

cient A de 69,5 pour 17 km2, ni aux crues brutales de la Wolf en Forêt Noire le 4 août 1951 ou du Grün Bach dans le bassin de Souabe-Franconie le 29 mai 1951 avec un coefficient A respectivement de 60 pour 14 km2 et de 86,6 pour 56,5 km2 (M. Pardé, 1954c et 1961).

L'averse torrentielle, qui fut certes plus extensive que la plupart des averses orageuses du coeur de la saison chaude et qui détermina localement des inondations catastrophiques dans les vallées de la Nims, de la Kyll et de la Lieser, ne contribua en définitive qu'à la formation d'une crue générale modeste sur la Moselle inférieure. Ce sont de telles crues générales de saison chaude qui vont maintenant retenir l'attention.

B.- Les crues générales de saison chaude

Accompagnées ou non de crues locales dûes à des phénomènes orageux isolés, des crues plus générales peuvent se développer à l'échelle du bassin en saison chaude, à la suite d'averses cycloniques relativement durables et extensives.

Ces crues générales sont assez fréquentes surtout au début et à la fin de la saison chaude. Elles ne sont pas comparables d'ordinaire aux crues de saison froide ; leur propagation est souvent plus lente et leur évolution est plus mal synchronisée, si bien que les phénomènes de concordance sont moins à redouter. De plus, la puissance de ces intumescences est généralement médiocre et les débordements qu'elles occasionnent affectent en définitive des secteurs peu étendus du bassin.

Certaines crues, comme celles d'octobre 1930 et surtout de mai 1970, peuvent néanmoins revêtir un caractère de réelle gravité.

1.- Des crues surtout fréquentes au début et en fin de saison chaude

On possède de nombreux renseignements mais rarement chiffrés sur les crues anciennes de la Moselle en saison chaude ; ils permettent d'es-

quisser quelques uns des caractères de ces crues qui seront approfondis grâce aux données plus récentes, postérieures à 1818, rassemblées par M. Von Tein (1905) et nous-même . La fréquence effective des crues de saison chaude ne peut être toutefois valablement établie qu'à partir du XIXe siècle.

Les ouvrages de M. Champion (1863) et de M. Von Tein (1905), se fondant sur diverses chroniques, présentent un tableau assez précis des principales crues générales de saison chaude dans le bassin de la Moselle depuis le XVe siècle

Ils fournissent des indications précieuses sur la date des crues, sur les secteurs les plus éprouvés par les inondations, mais rarement sur les cotes maximales enregistrées. Il est bien évident, d'autre part, que ce recensement mené à partir de chroniques locales, n'est vraisemblablement pas complet. (1)

Les principales crues de saison chaude jusqu'à 1818 auraient été celles de mai 1402, de mai-juin 1426, de mai-juin 1444, de mai 1453, d'avril-mai 1466, de juin-juillet 1480, de juillet 1483, de juin 1488, de mai 1614, de juillet 1654, de juillet 1736, d'octobre 1740, de juillet 1750, de juillet 1770, d'octobre 1778, de juillet 1782 et de juillet 1813.

Parmi ces crues anciennes, certaines méritent une attention particulière, parce qu'elles ont présenté un caractère de gravité, soit dans un secteur déterminé, soit dans la quasi totalité du bassin.

La plupart de ces crues n'ont entrainé de graves inondations que dans des secteurs limités du massif vosgien ou du Plateau Lorrain. C'est

---

(1) Le caractère strictement local des chroniques utilisées par M. Champion et M. von Tein ne permet pas d'avoir une vue d'ensemble sur l'importance réelle de chacune des crues. Ces chroniques intéressent surtout Metz (Chroniques de Baldus et de Philippe de Vigneulles), Trèves (Archives municipales) et Cochem (Actes des archives royales). Cette remarque vaut également pour les crues anciennes de saison froide.

ainsi qu'en juin 1480, le niveau de la Moselle a été assez élevé pour inonder l'île du Saulcy à Metz, fait exceptionnel en saison chaude. En mai 1614, à la suite d'une crue localement très forte, la Moselle aurait creusé un nouveau lit à Moulins, directement à l'amont de Metz.

La crue de juillet 1654 a surtout affecté la vallée de la Meurthe à l'amont de Raon-l'Etape, qui a été gravement inondée le 13. D'importants glissements de terrain auraient été enregistrés dans la vallée du Rabodeau, près de Senones. L'intumescence de juillet 1750 fut modérée, elle prit cependant un caractère alarmant dans la région de Sierck, où, par suite d'une averse torrentielle, le ruisseau de Montenach, affluent de la Moselle, se trouva démesurément gonflé et emporta pas moins de 60 maisons le 16 de ce mois. En juillet 1770, la crue ne fut réellement inquiétante que dans la haute vallée de la Moselle. Remiremont connut alors une très grave inondation le 26 et le "déluge de la Sainte Anne" fit monter brutalement les eaux jusqu'en aval d'Epinal où un pont fut détruit.

Les crues d'octobre 1740 et d'octobre 1778 furent sans conteste parmi les plus graves et les plus extensives. La crue d'octobre 1740 a été sensible sur toutes les grandes artères hydrographiques du bassin : Moselle surtout moyenne, Madon, Meurthe, Seille et Sarre. De graves inondations ont affecté du 16 au 19 octobre Toul, Pont-à-Mousson, Metz, Trèves, Mirecourt, Saint-Nicolas-de-Port, Dieuze... Le niveau des eaux aurait ainsi atteint 5,15 m au Pont-des-Morts à Metz le 19, mais il n'est pas possible, faute de repères de crue, de comparer cette cote, ni d'ailleurs celles de l'intumescence d'octobre 1778, aux valeurs maximales relevées lors des crues plus récentes de saison chaude ou de saison froide (1).

Le "déluge de la Saint Crépin" en octobre 1778 déclencha une crue plus spectaculaire encore dans les bassins supérieur et moyen de la

---

(1) M. von Tein (1905) signale toutefois que la cote maximale à Trèves le 20 octobre 1740 n'aurait été inférieure que de 6,5 pieds rhénans (2,15 m) à celle de la crue de février 1784, soit donc une cote vraiment exceptionnelle d'environ 6,54 m.

Moselle. A la suite de pluies durables pendant 4 à 5 jours, la Moselle et ses divers affluents montèrent rapidement et les cotes auraient dépassé celles d'octobre 1740 en maintes stations : 4,98 m le 25 à Epinal, 5,28 m dans la nuit des 26 au 27 octobre à Metz (1)... La décrue s'amorça rapidement dès le 26 à l'amont du bassin, mais les inondations furent graves partout. La Moselle détruisit 52 maisons dans les bas quartiers d'Epinal et emporta 2 ponts ; de la même façon, l'onde de crue détruisit des ponts à Charmes, à Frouard... La Meurthe, de son côté, connut une crue foudroyante, elle démolit un pont à Lunéville et à Nancy, elle inonda cette dernière localité jusqu'à la porte Sainte-Catherine.

Les deux crues d'octobre 1740 et d'octobre 1778, vraiment exceptionnelles pour la saison chaude, sont donc à rapprocher des crues plus récentes d'octobre 1930 et de mai 1970, sur lesquelles on reviendra. Elles furent graves et rapides et elles s'apparentent, en partie du moins, aux crues spécifiques de la saison froide.

On ne peut émettre que quelques remarques fragmentaires sur la fréquence de ces crues anciennes. On note assez curieusement une fréquence élevée de crues au coeur même de la saison chaude, en juillet, du moins aux XVIIe et XVIIIe siècles, fréquence que l'on ne retrouve pas d'ailleurs après 1818. S'agit-il là d'un fait caractéristique de la période ou simplement d'une coïncidence dûe aux relevés ? il semble difficile de trancher.

Cependant, les plus graves crues de saison chaude, dans le cadre de la définition de l'année hydrologique adoptée (Deuxième Partie - Chapitre I), se produisent au début de la saison chaude, en mai, ou en fin de saison, en octobre. Ce point essentiel sera confirmé par l'étude des crues postérieures à 1818.

---

(1) Selon des estimations du Service des Ponts et Chaussées d'Epinal (1886), la cote de 4,98 m en cette station correspondrait approximativement à 4,0 m de l'échelle actuelle.

Par ailleurs, des crues se développent parallèlement aux montées de la Moselle dans les bassins océaniques voisins de la Meuse, de la Seine, de la Saône ou de la Loire, sans que la concomitance soit toutefois aussi parfaite qu'en saison froide, du fait du caractère moins extensif des averses cycloniques. La fréquence des crues de la Moselle en saison chaude, comme celle d'ailleurs des crues de la Seine, semble moins grande que dans le cas de la Saône (M. Pardé, 1925 et 1958a).L'absence de toute influence méditerranéenne dans notre bassin constitue un élément important d'explication (Première Partie - Chapitre III).

La Moselle, enfin, n'aurait jamais connu dans le passé de crues de saison chaude aussi catastrophiques que le Main en juillet 1342, que la Saône en septembre 1602 ou même que la Seine en juin-juillet 1697.

L'analyse des crues récentes de saison chaude à Cochem postérieures à 1818, année de la mise en exploitation de la station, permet de préciser la fréquence véritable du phénomène (1).

Le relevé des crues de 1818 à 1885 effectué par M. Von Tein (1905) ne semble pas exhaustif et il ne comporte que 8 crues en 68 ans, alors que nous en avons recensées 33 en 80 ans, au cours de la période 1886-1965 (tableau LIII) (2). Il ne nous a pas été possible de compléter le tableau dressé par M. Von Tein, faute de documents d'archives. On s'en tiendra pour l'essentiel à la période 1886-1965, la plus récente.

---

(1) Il convient de rappeler que n'ont été retenues que les montées supérieures à 3 m à Cochem, correspondant à un débit minimal de 722 m3/s.

(2) C'est ainsi que l'on n'observe aucune montée de la Moselle, si modeste soit-elle, en mai-juin 1856, alors que la Saône et la Loire ont connu de très graves crues au cours de ces deux mois (M. Pardé, 1958a et 1964 c).

T A B L E A U L I I I

PRINCIPALES CRUES DE LA MOSELLE A COCHEM EN SAISON CHAUDE

(1818-1965)

Année	Mois	Jour du maximum	Cote maximale (mètres)
1830	juin	24	4,50
1831	septembre	8	4,79
1836	mai	7	5,55
1837	mai	6	4,55
1859	mai	22	4,24
1879	juillet	?	5,01
1880	octobre	?	6,28
1882	septembre	?	5,49
1887	juin	6	5,30
1889	juin	18	3,40
1892	octobre	29	4,76
1894	octobre	25	3,73
1896	septembre	27	3,12
1896	octobre	18	5,74
1897	septembre	10	3,58
1898	mai	17	3,06
1901	septembre	17	4,56
1901	octobre	11	3,94
1902	mai	21	3,97
1903	mai	1	3,01
1907	mai	5	5,21
1908	mai	28	4,25
1909	juillet	13	3,51
1910	juillet	9	3,81
1912	octobre	31	3,02
1914	septembre	23	3,62
1923	octobre	26	6,13
1926	mai	20	4,52
1927	septembre	29	3,39
1930	mai	18	3,36
1930	octobre	10	7,00
1932	octobre	29	4,98
1939	octobre	21	6,41
1940	octobre	14	3,28
1941	juin	15	3,29
1948	juillet	10	3,38
1950	mai	1	3,57
1952	octobre	29	3,06
1958	mai	18	4,83
1959	mai	2	3,08
1965	mai	9	3,75

La fréquence moyenne annuelle des crues de saison chaude à Cochem est faible, de l'ordre de 0,4, c'est-à-dire qu'une crue de plus de 3 m ne se reproduit en moyenne que tous les 2,4 ans.

Mais sur les 33 crues retenues entre 1886 et 1965, 21 n'ont pas dépassé 4 m, 6 ont été supérieures à 4 m, 3 supérieures à 5 m, deux seulement supérieures à 6 m et une enfin supérieure à 7 m. Suivant la terminologie adoptée pour les crues de saison froide et que l'on peut fort bien appliquer aux crues de saison chaude, la majorité de ces crues est vraiment médiocre sinon modeste (30) ; deux crues seulement ont été moyennes, celles d'octobre 1923 et d'octobre 1939.

Une seule crue grave, celle d'octobre 1930, avec une cote maximale atteignant tout juste 7 m, est survenue dans la période des 80 ans considérés et même au cours des 148 années écoulées depuis 1818. On aurait donc pu fort bien admettre qu'une montée de 7 m ne se produit approximativement que tous les 100 à 150 ans, si la crue très récente de mai 1970 n'avait atteint 7,36 m à l'échelle de Cochem. Les crues d'octobre 1930 et de mai 1970 sont les seules à pouvoir être valablement rapprochées des intumescences d'octobre 1740 et d'octobre 1778, encore qu'aucune comparaison de cote ne soit possible.

Les crues générales coïncident parfois avec des saisons chaudes très pluvieuses, ainsi que ce fut le cas en 1948 et en 1958 (Première Partie - Chapitre III), mais il serait vain, selon nous, de vouloir dégager une quelconque relation entre la pluviosité d'une saison chaude donnée et la fréquence ou la probabilité de telles crues.

D'autre part, la fréquence mensuelle de ces crues, déjà esquissée au travers des données anciennes, s'avère pleine d'intérêt. Onze des 33 crues recensées entre 1886 et 1965 se sont produites en avril-mai, 11 en octobre, 5 en septembre, 3 en juin et 3 en juillet. On ne relève ainsi aucune crue générale en août, qui connait pourtant des crues locales liées à des averses orageuses. Le caractère peu fréquent des averses cycloniques durables en ce

mois et surtout l'efficacité maximale de l'évapotranspiration limitent les possibilités d'extension des crues à tout le bassin. Ainsi qu'on l'a signalé dans l'étude du régime fluvial, le fait d'un minimum pour les moyennes mensuelles en août à Cochem tient à l'absence de crues véritables en ce mois (Deuxième Partie - Chapitre III).

Les crues générales sont donc bien les plus fréquentes en début de saison chaude, en mai, et en fin de saison, en octobre. Les crues d'octobre et de mai sont, par ailleurs, les plus graves, car les conditions de l'écoulement de même que les caractéristiques des précipitations sont alors fort différentes de celles enregistrées au coeur de la saison chaude.

La plus forte crue de juillet relevée de 1886 à 1965 n'a ainsi atteint que 3,81 m à Cochem en 1910, celle de septembre s'est élevée à 4,56 m en 1901 et celle de juin à 5,30 m en 1887. Les crues de juin, de juillet et de septembre sont donc toutes médiocres ou au plus moyennes à Cochem. Jusqu'à la crue récente de mai 1970, les seules intumescences graves de la Moselle avaient été observées exclusivement en octobre.

Il semble donc délicat d'envisager simultanément les crues médiocres et peu puissantes de saison chaude, à propagation lente et à évolution peu synchrone, n'entraînant que des débordements limités et certaines crues graves mais exceptionnelles. On présentera quelques caractères généraux des crues de saison chaude et l'on consacrera une étude particulière à la crue récente et remarquable de mai 1970.

2.- Une propagation généralement lente et une évolution sans possibilité de concordances redoutables

Lors de la plupart des crues de saison chaude, médiocres ou moyennes, la vitesse de propagation des maximums est toujours plus faible qu'en saison froide, non pas par suite de débordements toujours limités, mais simplement du fait des faibles volumes écoulés, donc de pentes superficielles et de rayons hydrauliques réduits.

C'est ainsi que le maximum de la crue médiocre de juillet 1948 a mis 23 heures pour parcourir la section Epinal-Toul, soit 85 km, à une vitesse moyenne de 3,6 km/heure ou de 1 m/s, alors que la vélocité peut atteindre 6,5 km/ heure sur la même section en saison froide (tableau LVII). Le maximum a néanmoins cheminé à une vitesse plus élevée, de l'ordre de 5,5 km/heure, en octobre 1930 entre les deux stations.

Au cours de la crue de juillet 1948, le maximum a été enregistré à Cochem 20 heures après son passage à Trèves, le flot s'est donc déplacé à une vitesse moyenne assez élevée de 7 km/heure, donc de près de 2 m/s. L'accroissement de la pente explique cette relative accélération sur la Moselle inférieure. D'ailleurs, la vitesse moyenne de propagation des crues en saison froide dans la même section, longue de 141 km, est généralement supérieure à 8 km/heure, sauf en cas de débordements inhabituels. La vélocité moyenne de la grave crue de mai 1970 entre Trèves et Cochem a été, quant à elle, très proche de cette dernière valeur.

On pourrait multiplier les exemples concernant cette relative lenteur de la propagation des maximums en saison chaude surtout sur le Plateau Lorrain.

Un autre caractère non moins original des intumescences estivales est leur évolution moins concordante qu'en saison froide. Nous nous limiterons au cas de quelques crues récentes pour lesquelles existent des relevés horaires de hauteurs d'eau.

Les crues de la Moselle en saison chaude sont simples ou complexes tout comme en saison froide. Les crues de mai 1926, de juillet 1948 et de mai 19 ont été simples ou monogéniques au sens de M. Pardé, car elles ont été engendrée par une averse unique. Deux averses successives furent responsables, par contre, des crues complexes ou polygéniques d'octobre 1930 et de mai 1958.

Le problème de la concordance des différentes ondes de crue véhiculées par les artères maîtresses du réseau : Moselle supérieure et Meurthe, Moselle moyenne et Sarre, se pose avec beaucoup moins d'acuité qu'en saison froide, car l'averse ou les averses génératrices des gonflements fluviaux sont moins extensives et n'affectent gravement en général qu'un seul secteur du bassin ; elles ne prennent pas, de plus, un caractère orographique aussi net qu'en saison froide. Autrement dit, et comme on l'a déjà signalé pour certaines crues anciennes, on n'assiste que très rarement en saison chaude à une montée très forte et généralisée des eaux.

Parfois, la crue intéresse surtout le bassin supérieur vosgien, c'est-à-dire la haute Moselle et la Meurthe, par exemple en juillet 1948 (fig. 71). Le maximum vosgien s'atténue assez rapidement vers l'aval sans être soutenu par des apports notables de la Sûre et de la Sarre. La crue est alors particulièrement médiocre à Cochem, ainsi qu'il advint le 10 juillet (3,38 m).

D'autres fois, la crue se développe au contraire dans les bassins moyen et inférieur, spécialement en mai 1958 et en mai 1959. La crue complexe de mai 1958 s'est singularisée par la succession de deux phases rapprochées, surtout sensibles sur la Sûre et la Sarre. C'est d'ailleurs lors de la seconde montée des eaux que le maximum de 4,83 m fut atteint à Cochem le 18 mai. Les flots des deux affluents sont passés à deux reprises à Trèves près de 24 heures avant le flot de la Moselle moyenne (fig. 72). La crue de mai 1959 fut médiocre à Cochem, avec 3,08 m le 2. L'unique montée des eaux fut modeste dans l'ensemble du bassin et seuls les apports abondants de la Sûre, de la Kyll et de la Lieser, liés à l'averse torrentielle du 30 avril dans l'Eifel, furent vraiment efficaces (fig. 73).

Il advient également que l'averse, plus extensive, intéresse pratiquement tout le bassin de la Moselle ; la crue est alors véritablement générale. Le gonflement des cours d'eau reste alors très modeste car la lame d'eau moyenne précipitée au cours de l'averse dépasse rarement 40 à 50 mm et une part non négligeable de ces précipitations est soustraite à l'écoule-

FIG. 71 LA CRUE DE LA MOSELLE EN JUILLET 1948.

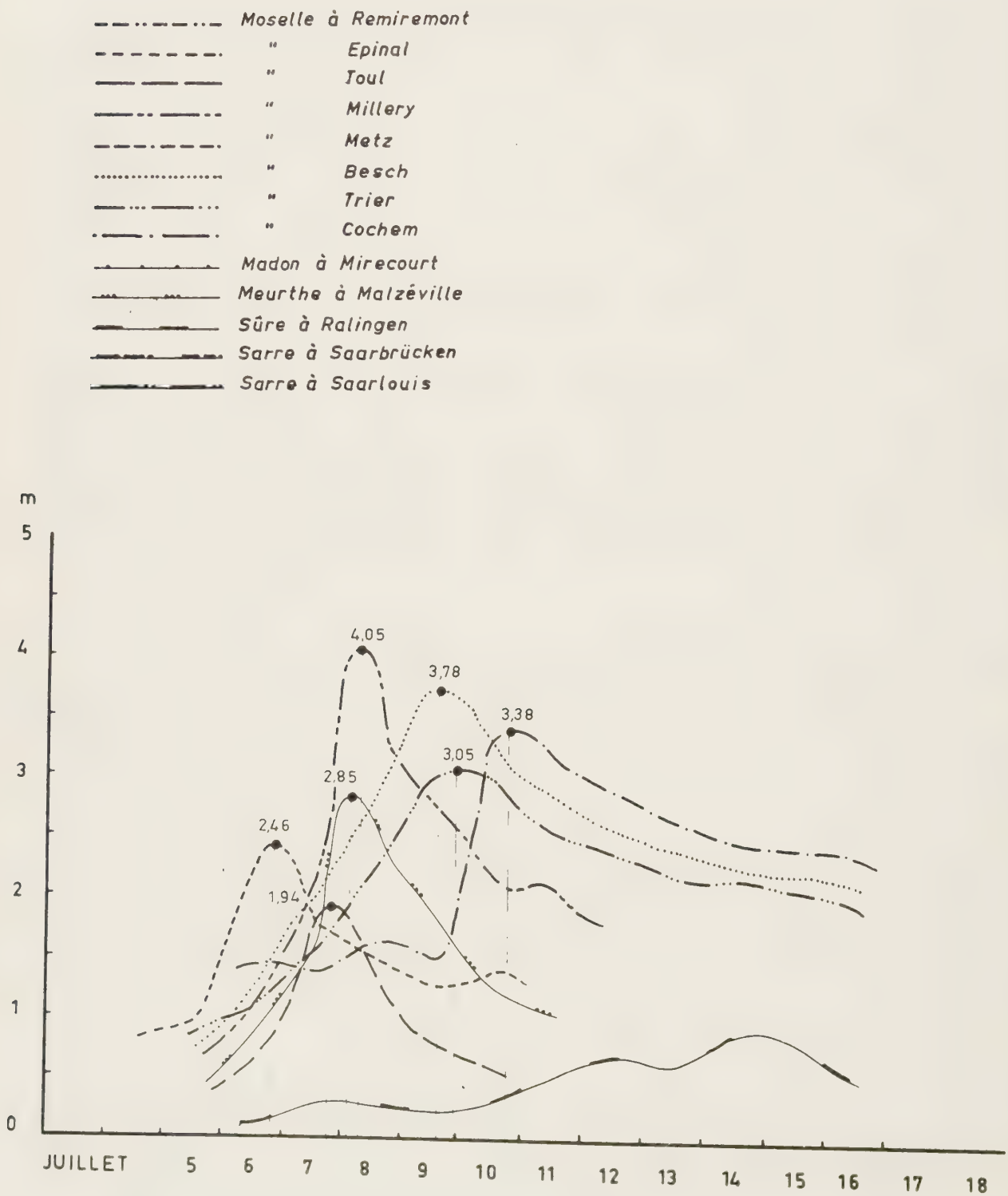


FIG. 72 LA CRUE DE LA MOSELLE EN MAI 1958.

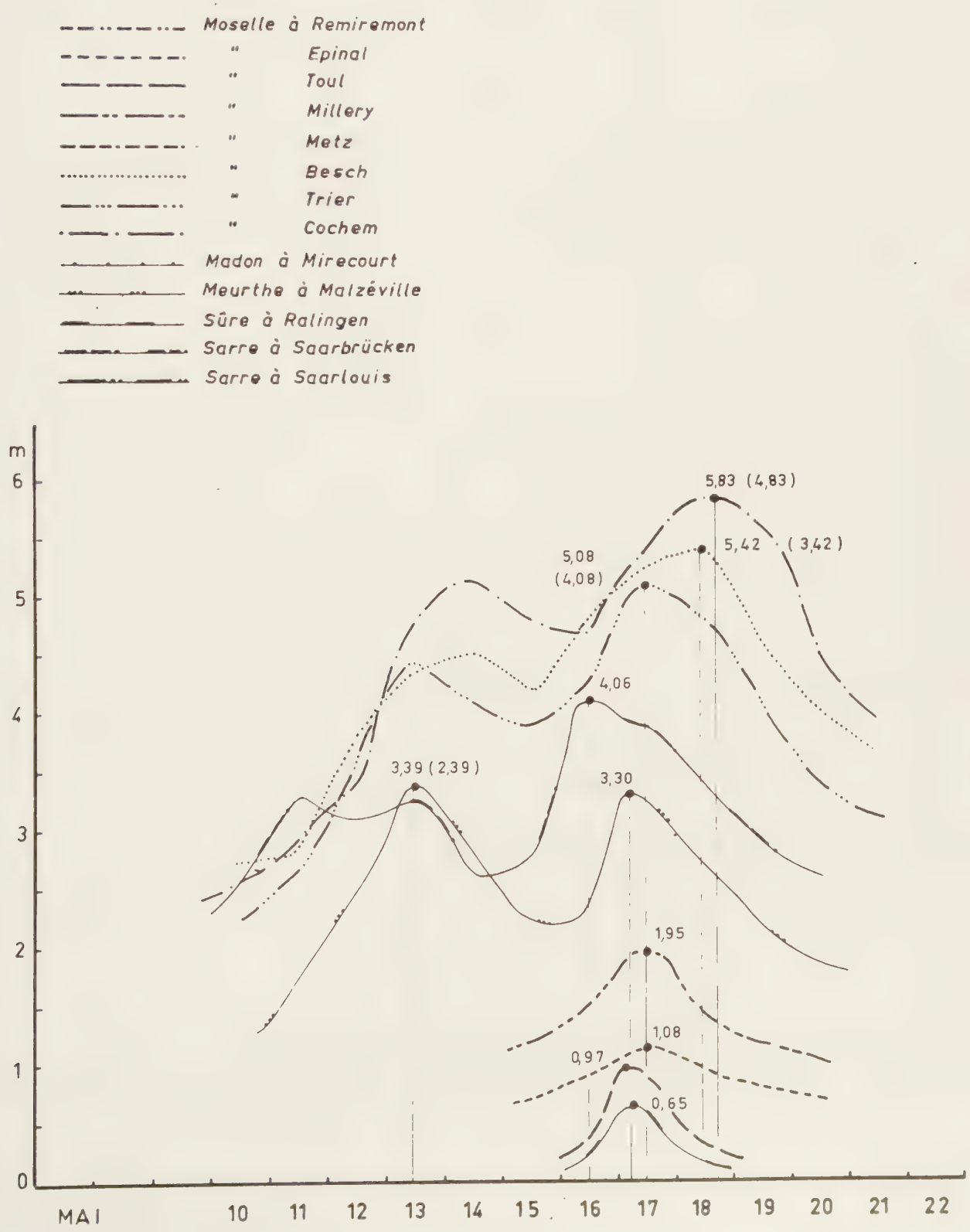
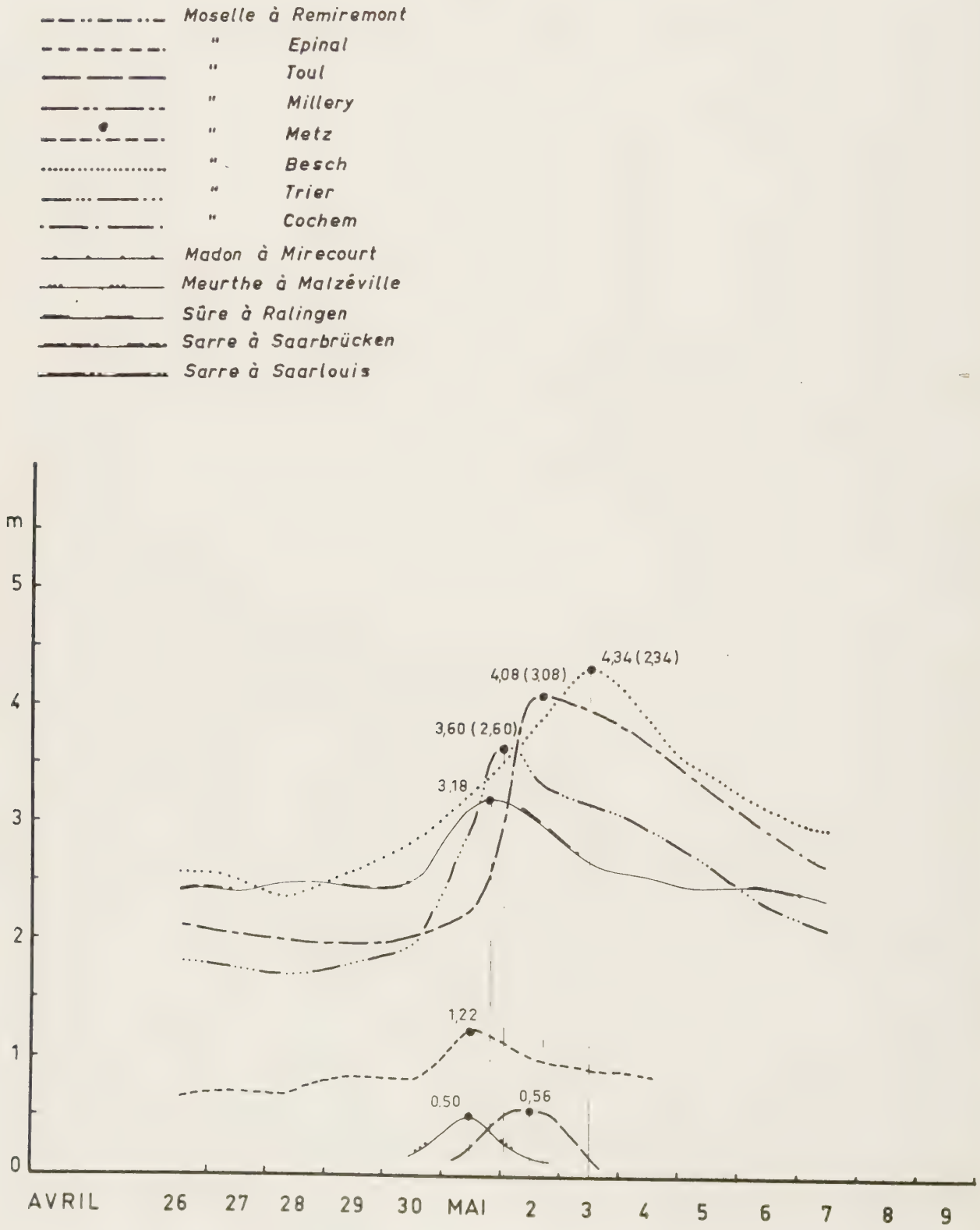


FIG. 73 LA CRUE DE LA MOSELLE EN MAI 1959.



ment par infiltration ou par évaporation. La Moselle a ainsi connu en mai 1926 une crue typique de saison chaude, simple, générale, mais au total fort médiocre, puisque le niveau maximal des eaux n'a pas dépassé 4, 52 m le 20 à Cochem (fig. 74).

La crue d'octobre 1930 mérite d'être envisagée à part. Crue complexe, elle a comporté deux montées successives en liaison avec deux averses d'inégale abondance suivant les secteurs du bassin (fig. 75). Ces averses étaient trop espacées pour permettre une quelconque concordance des deux flots différents.

La première phase de la crue a été la plus grave à l'aval de la confluence de la Sûre et de la Sarre ; les plus hauts niveaux ont été atteints le 10 octobre à Trèves et à Cochem avec respectivement 6,13 m et 7 m. La deuxième montée des eaux a été surtout sensible sur la Moselle moyenne jusqu'à Besch, grâce aux apports de la Moselle supérieure, du Madon et de la Meurthe, eux-mêmes plus abondants que lors de la première phase de la crue. La cote maximale de la Moselle à Besch a été ainsi enregistrée le 15 octobre avec 5,22 m.

Grave et généralisée à l'ensemble du bassin, la crue d'octobre 1930, tout comme la crue récente de mai 1970, diffère singulièrement de la plupart des crues de saison chaude.

3.- Une puissance le plus souvent médiocre et des débordements très limités

Les crues de saison chaude se singularisent enfin, si l'on excepte quelques crues graves et peu fréquentes, par leur puissance médiocre qui explique d'ailleurs le caractère très limité des inondations qu'elles entrainent.

La puissance d'une crue peut se définir, en une station donnée, à partir de plusieurs critères numériques : cote maximale, débits maximaux brut et spécifique, volume total d'eau écoulé.

FIG. 74 LA CRUE DE LA MOSELLE EN MAI 1926.

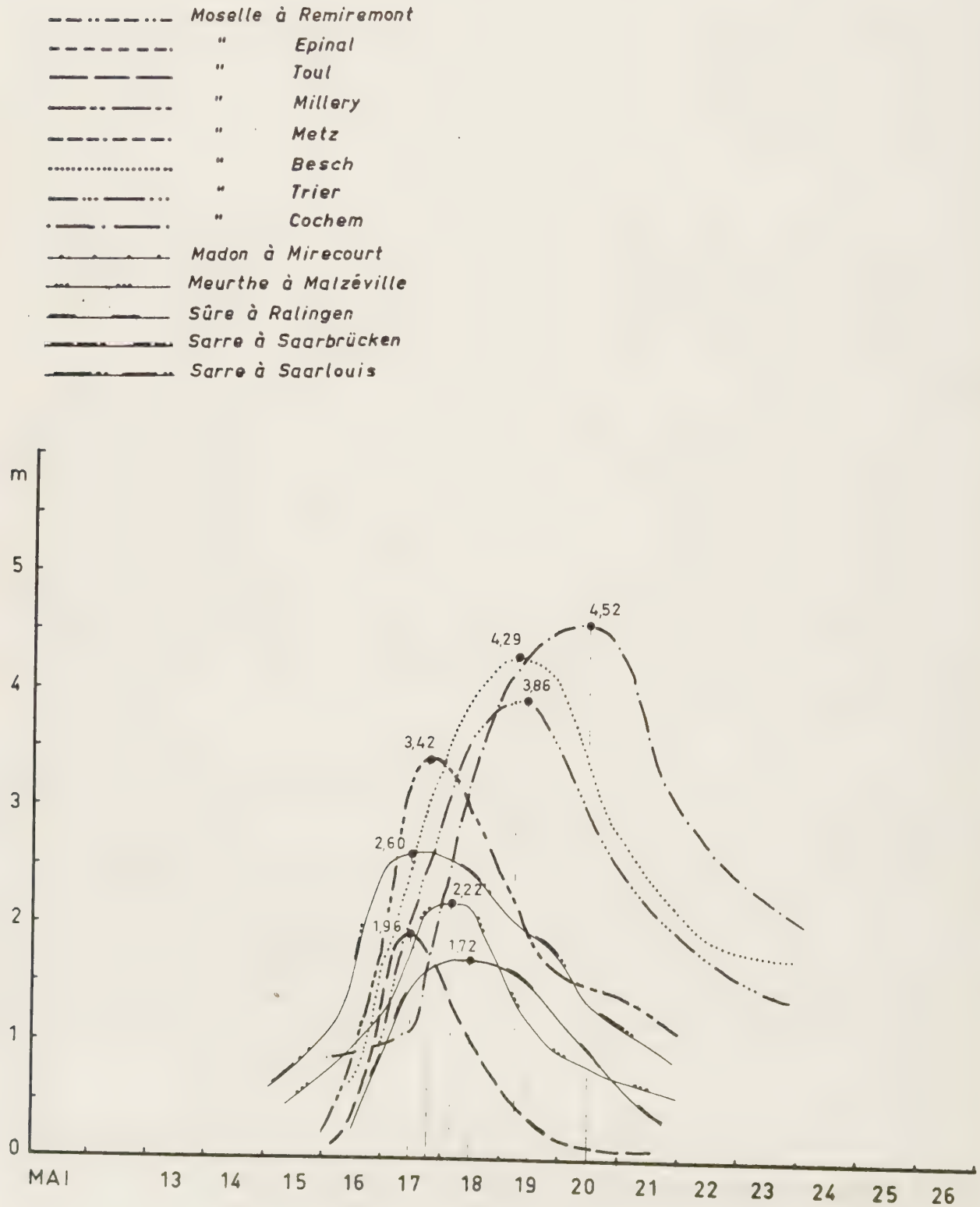
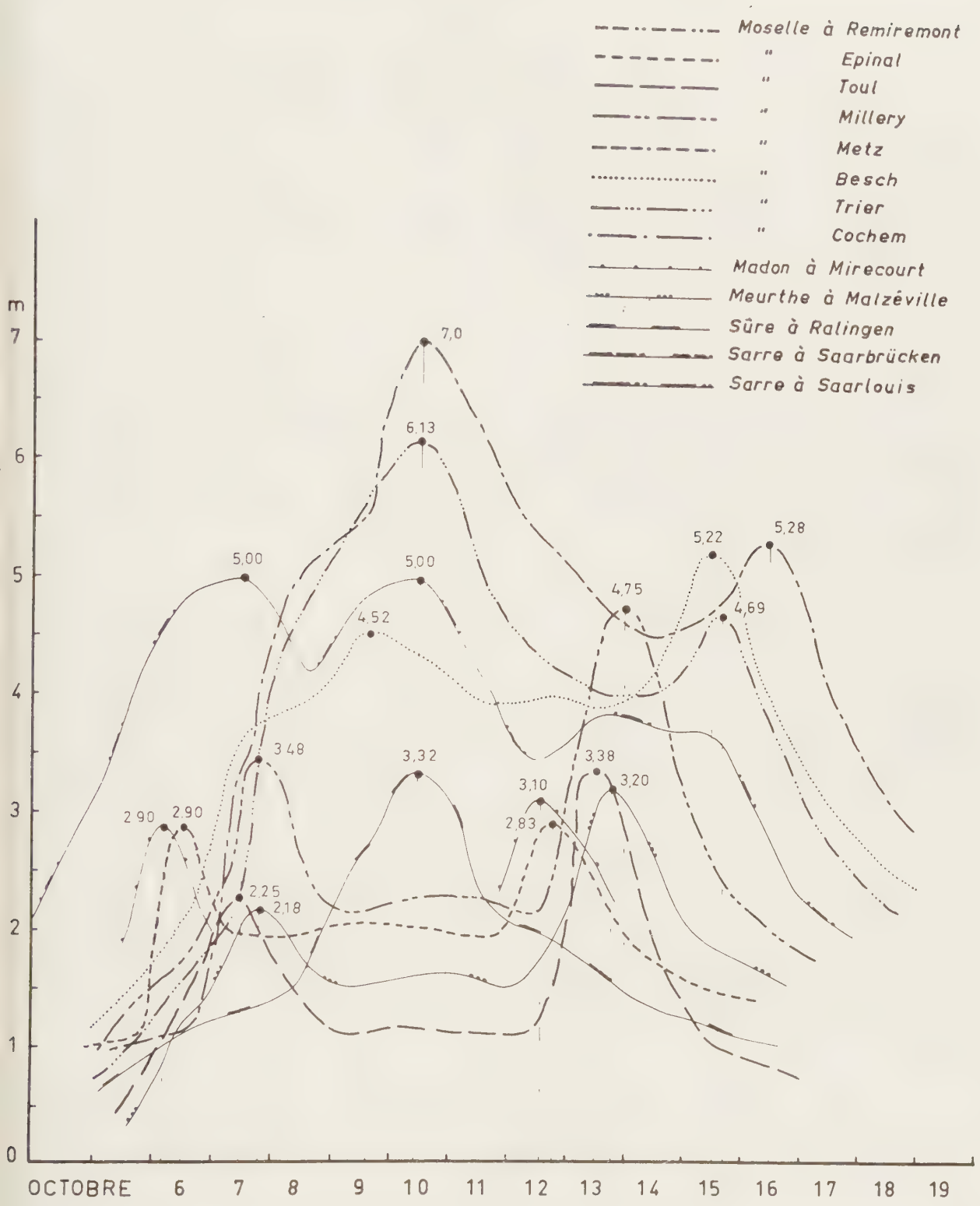


FIG. 75 LA CRUE DE LA MOSELLE EN OCTOBRE 1930.



Le débit spécifique maximal n'est pas le meilleur moyen de comparaison des crues entre des bassins de tailles différentes, car il diminue à mesure que la surface du bassin augmente et donc que la lame d'eau précipitée au cours de l'averse diminue elle-même (A. Guilcher, 1965). La formule de Myer-Coutagne-Pardé est intéressante en ce sens qu'elle réduit cette influence de la superficie des bassins.

A la suite de M. Pardé (1961), nous comparerons donc les crues maximales de saison chaude de la Moselle à ses propres crues de saison froide et aux crues de saison chaude en Europe centrale, en utilisant le coefficient de crue, plus spécialement le coefficient A (1). La faible puissance des crues mosellannes sera également mise en relation avec les conditions de l'écoulement, grâce à l'analyse de quelques coefficients d'écoulement particulièrement expressifs.

Les cotes maximales de crue à Cochem ainsi que leur répartition mensuelle ont déjà été précisées dans le cadre de l'étude fréquentielle. Le tableau LIV rassemble les hauteurs d'eau maximales enregistrées en diverses stations de la Moselle, du Madon, de la Meurthe et de la Vezouze, de la Sûre et de la Sarre pour les principales crues de saison chaude depuis mai 1926.

La lecture du tableau confirme que les cotes maximales sont restées modestes au cours de la plupart des crues et que c'est bien en mai 1970 et en octobre 1930 qu'ont été relevées les hauteurs les plus élevées, avec respectivement 7,36 m et 7 m. Ces dernières cotes sont toutefois inférieures à de nombreuses hauteurs d'eau maximales de saison froide (tableau LVIII).

Par ailleurs, les débits maximaux bruts et spécifiques sont également modestes en saison chaude (tableau LV). A Cochem par exemple, l'écou-

(1) Le coefficient $A = \frac{Q}{\sqrt{S}} = \frac{Q}{S^{\frac{1}{2}}}$, Q étant le débit brut maximal instantané (m3/s) enregistré au cours de la crue, S la surface réceptrice du bassin.

TABLEAU LIV COTES MAXIMALES DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DE CRUES RECENTES DE SAISON CHAUDE. (1)

	M. 1926	O. 1930	Jt 1948	M. 1950	O. 1952	M. 1958	M. 1959	M. 1965	M. 1970
Moselle									
Remiremont			3,25(6)						2,05(11)
Epinal		2,83(12)	2,46(6)	1,02(1)	1,93(26)	1,08(17)	1,22(1)		1,88(12)
Toul	1,96(17)	3,38(13)	1,94(7)	1,00(1)	1,61(27)	0,97(17)	0,56(2)		2,30(12)
Millery	3,42(17)	4,75(14)	4,05(8)	1,90(1)	2,85(27)	1,95(17)			4,32(12)
Metz			4,87(8)						5,70(13)
Uckange									4,78(14)
Besch	4,29(19)	5,22(15)	3,78(9)	2,81(28/4)	3,20(28)	3,42(18)	2,34(3)		
Trier	3,86(19)	6,13(10)	3,05(9)	2,89(29/4)	3,49(28)	4,08(17)	2,60(1)	4,74(7)	
Cochem	4,52(20)	7,00(10)	3,38(10)	3,57(1)	3,06(29)	4,83(18)	3,08(2)	3,75(9)	7,36(14)
Madon									
Mirecourt		3,10(12)							
Meurthe									
Saint-Dié			1,50(6)						0,98(11)
Baccarat			2,08(6)		0,56(26)				0,88(12)
Lunéville	1,93(18)	2,52(13)	2,68(7)	0,80(29/4)	1,54(27)	0,78(17)	0,70(2)		2,53(12)
Malzéville	2,22(18)	3,20(13)	2,85(8)	0,15(29/4)	1,25(27)	0,65(17)	0,50(1)		3,36(12)
Vezouze									
Blâmont	1,28(17)	1,50(12)	1,54(6)	0,60(28/4)	1,00(25)	0,47(16)	0,60(1)		1,68(11)
Lunéville	2,10(17)	2,35(13)	2,05(7)	0,48(1)	0,82(27)	0,80(17)	0,74(2)		2,65(12)
Mortagne									
Gerbéviller	1,90(17)	2,50(13)	1,54(7)	0,80(28/4)	1,52(26)	0,60(17)	0,97(2)		2,15(12)
Sûre									
Ralingen	1,72(18)	3,32(10)	0,80(15)	2,00(30/4)	1,25(24)	2,39(13)			
Sarre									
Sarrebourg									3,38(11)
Sarralbe									4,29(12)
Sarreguemines									6,94(12)
Saarbrücken						4,06(16)	3,18(1)	3,38(6)	
Saarlouis	2,60(17)	5,00(9)							
Mettlach					1,43(28)	3,40(17)	1,84(1)	2,51(8)	
Saarburg	2,25(18)	4,66(9)							

Cotes en mètres au-dessus du zéro de l'échelle.

(1) Le jour du maximum est indiqué entre parenthèses.

TABLEAU LV DEBITS MAXIMAUX DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DE CRUES RECENTES DE SAISON CHAUDE. (1)

		M. 1926	O. 1930	Jt 1948	M. 1960	O. 1962	M. 1958	M. 1959	M. 1965	M. 1970
Moselle										
Noirgueux	a								101(6)	140(11)
	b								173	222
Epinal	a					215(26)	77(17)	77(1)	165(6)	191(12)
	b					176	60	60	135	152
Toul	a							155(2)	220(6)	479(12)
	b							45	65	145
Hauconcourt	a						500(17)	290(3)	380(8)	1.275(13)
	b						53	29	40	135
Trier	a	1.200(20)	2.300(10)	894(9)	891(29/4)	1.050(28)	1.290(17)	731(1)		2.466(14)
	b	50	96	38	37	44	54	31		103
Cochem	a	1.270(20)	2.510(10)	843(10)	915(1)	748(29)	1.340(18)	690(2)	1.010(9)	2.740(14)
	b	47	96	31	34	27	50	25	37	102
Vologne										
Jarménil	a								41,6(6)	61,5(12)
-Cheniménil	b								141	169
Madon										
Pulligny	a								31,6(6)	153(12)
	b								34	165
Meurthe										
Malzéville	a								152(7)	606(12)
	b								52	207
Sûre										
Ralingen	a	150(18)	440(10)	51,9(15)	189(30/4)	93(24)				
	b	34	102	12	44	22				
-Attert										
Colmar-Berg	a						27,5(13)	37,4(1)	9,1(5)	
	b						194	126	31	
-Prüm										
Merkeshausen	a							56(1)		
	b							175		
-Nims										
Alsdorf	a						31,8(26)	85(1)		
	b						119	319		
Sarre										
Sarreinsming	a								72(6)	985(12)
	b								41	562
Mettlach	a	(2)	(3)	212(8)	168(29/4)	172(28)	605(17)	166(1)	242(8)	1.090(13)
	b			29	24	24	85	23	34	152
-Blies										
Reinheim	a						64,5(17)	21(1)	46,7(8)	218(12)
	b						35	11	25	121
-Nied										
Bouzonville	a								31(6)	131(12)
	b								27	113
Kyll										
Densborn	a						47,7(26)	189(1)		
	b						102	405		
Lieser										
Platten	a						43,6(13)	100(1)		
	b						115	259		

(1) a débit maximal brut, instantané (m3/s)
b débit maximal spécifique instantané (1/s/km2)
Le jour du maximum est indiqué entre parenthèses
(2) Saarburg le 18/5/1926 : 310 m3/s soit 43 1/s/km2
(3) Saarburg le 9/10/1930 : 1.100 m3/s soit 153 1/s/km2

lement de pointe a atteint seulement 690 m3/s le 2 mai 1959 (1), 742 m3/s le 29 octobre 1952, 843 m3/s le 10 juillet 1948, 915 m3/s le Ier mai 1950, 1010 m3/s le 9 mai 1965, 1270 m3/s le 20 mai 1926, 1340 m3/s le 18 mai 1958, soit des valeurs spécifiques respectivement de 25, de 27, de 31, de 34, de 37, de 47 et de 50 l/s/km2. A la même station, la Moselle a écoulé par contre 2510 m3/s le 10 octobre 1930 et 2740 m3/s le 14 mai 1970, soit respectivement 96 et 102 l/s/km2, valeurs en fait très proches de celles de nombreuses crues graves en saison froide (tableau LIX). Certains petits cours d'eau peuvent pourtant connaître un écoulement abondant lors de ces crues générales et médiocres. C'est ainsi que sur la Prüm et sur la Nims, sur la Kyll et sur la Lieser ont été enregistrés en mai 1959 des débits de pointe, rarement atteints même en saison froide.

La médiocrité de l'écoulement de crue en saison chaude explique que les valeurs du coefficient A soient finalement elles-mêmes assez faibles pour la Moselle à l'issue de son bassin : 16,6 le 14 mai 1970, 15,2 le 10 octobre 1930, mais seulement 8,1 le 18 mai 1958, 7,6 le mai 1926 et 4,2 le 10 juillet 1948.

Les valeurs de A à Cochem, même en mai 1970 et en octobre 1930,sont donc largement inférieures à celles des très graves crues du cours d'eau en saison froide (tableau LXII) et surtout à celles des crues maximales de saison chaude dans les bassins extramontagnards d'Europe centrale : 24,4 pour l'Odra à Raciborz le 12 juillet 1903, 24,2 pour la Vlatva à Prague le 14 Septembre 1890, 50,1 pour la Dunajec à Siedliszowice le 17 juillet 1934 (M. Pardé, 1961) (2).

La faible puissance des crues de la Moselle en saison chaude tient aux conditions particulières de l'écoulement estival en milieu tempéré océanique. Les averses génératrices des crues sont extensives certes, mais assez peu abondantes et surtout peu efficaces. L'évaporation physique au niveau du sol et du couvert végétal ainsi que le fort pouvoir absorbant des sols, lié à une intense transpiration des végétaux, affaiblissent considérablement les

(1) Le débit maximal brut attribué à la crue de mai 1959 est inférieur à celui de la crue d'octobre 1952, alors que la cote maximale enregistrée en mai 1959, 3,08 m, est légèrement supérieure à celle d'octobre 1952, estimée à 3,06 m. Ce fait tient aux rectifications apportées à la courbe de tarage à partir du 19 novembre 1957 et dont nous n'avons pu tenir compte.

(2) Selon les estimations de M. Pardé (1961), le Main, au régime plus estival que celui de la Moselle, aurait eu un coefficient de 19-22,2 lors de sa crue catastrophique de juillet 1342.

possibilités du ruissellement superficiel (Première Partie - Chapitre IV). Les averses océaniques de saison chaude sont, de plus, sans commune mesure avec les averses durables et abondantes d'Europe centrale.

Les quotients ou coefficients d'écoulement, que nous avons pu calculer pour certaines crues, s'avèrent de fait fort médiocres (1). Le volume total écoulé par la crue de juillet 1948 à Cochem, les 10 et 11 de ce mois, a été voisin de 140 millions de m3, alors que le volume d'eau précipité au cours de l'averse se serait élevé à 810 millions de m3, sur la base d'une tranche d'eau moyenne de 30 mm. Le quotient d'écoulement de cette crue n'a donc été que 18 % et l'on obtient des valeurs similaires, comprises entre 15 et 20 %, pour les gonflements de mai 1950 et de mai 1959.

Le coefficient d'écoulement a été légèrement supérieur en mai 1958 avec 38 %. La Moselle a véhiculé à Cochem en 8 jours, du 13 au 20 mai, approximativement, 710 millions de m3, tandis que le volume d'eau dû à l'averse assez durable a été estimé à près de 1,9 milliard de m3, en admettant une lame d'eau moyenne élevée, voisine de 70 mm. Le coefficient d'écoulement de la crue de mai 1970 a été exceptionnel à Cochem, on le verra, puisqu'il a atteint selon toute vraisemblance 52 %.

Ainsi, les quotients d'écoulement des crues en saison chaude dans le bassin de la Moselle varient le plus souvent de 15 à 40 % au maximum ; ils sont surtout élevés au début et en fin de saison chaude. Ils sont donc assez proches de ceux de la Saône qui oscillent entre 15 à 25 % en juillet-septembre, ils sont néanmoins très inférieures à ceux de l'Ain, au bassin nettement montagnard, qui peuvent dépasser 50 % (M. Pardé, 1968).

La faiblesse générale de ces coefficients d'écoulement pour la Moselle ressort fort bien d'une comparaison avec les cours d'eau d'Europe centrale et surtout orientale, drainant des régions de plaines, de plateaux ou de moyenne montagne. Si les crues de l'Elbe à Decin n'évacuent en saison chaude que 25 à 30 % du volume d'eau précipité (H. Smotkine, 1969), par contre,

(1) Le quotient ou coefficient d'écoulement d'une crue, qu'il convient de ne pas confondre avec le coefficient de crue A, est le rapport évalué en pourcentage entre le volume liquide total net écoulé par la crue (V') et le volume d'eau effectivement précipité lors de l'averse (V). Ce dernier terme s'obtient en multipliant la lame d'eau moyenne précipitée (mm) par la superficie du bassin (km2).

le coefficient d'écoulement de crue atteint 40 à 50 % pour l'Odra (M. Pardé, 1968).

L'écoulement de crue de la Moselle en saison chaude, même au cas d'un gonflement exceptionnel comme celui de mai 1970, est enfin largement inférieur à celui que l'on enregistre dans le bassin au cours des très graves crues de saison froide (tableau LXI).

Du fait des montées très modestes des eaux en saison chaude, à l'exclusion de crues graves comme celles d'octobre 1930 et de mai 1970, les débordements hors du lit apparent sont peu fréquents et limités à des secteurs fort variables d'une crue à l'autre. Localement, des inondations peuvent se produire, mais elles ne revêtent jamais un caractère général comme en saison froide.

Faute d'observations systématiques, on se contentera de signaler quelques cas de débordements de la Moselle ou de ses affluents. De 1926 à 1970, la Moselle supérieure n'a jamais atteint en pleine saison chaude sa cote du débordement grave à Epinal soit 3,20 m (tableaux LIII et LIV). Elle n'a d'ailleurs entrainé des inondations limitées dans son lit majeur, après avoir franchi la cote de débordement de 1,50 m, qu'en octobre 1952, en juillet 1948 et surtout en octobre 1930.

La Moselle moyenne à Toul et à Millery a certes déterminé des débordements moyens, au-dessus des cotes-repères de 1,80 m et de 3 m, en juillet 1948 et en mai 1926, mais elle n'a entrainé des inondations d'une certaine gravité aux deux stations qu'en octobre 1930 et en mai 1970, en dépassant alors largement les cotes d'alerte de 2,60 m et de 3,90 m (tableaux LII et LIV).

Plus à l'aval, le cours d'eau n'a atteint à Cochem sa cote de débordement moyen, soit 4 m, que lors de certaines crues, comme celles de

mai 1926 et de mai 1958, et il n'a été responsable d'inondations méritant une mention particulière, en s'élevant à 7 m ou plus, qu'en octobre 1930 et en mai 1970.

La Meurthe à Malzéville, quant à elle, a dépassé plusieurs fois sa cote de débordement moyen, soit 2,10 m, par exemple en mai 1926, et en juillet 1948. Elle a même occasionné des inondations limitées, dans l'agglomération nancéienne, en s'élevant au-dessus de 3 m, en octobre 1930 et en mai 1970. Lors des crues médiocres de mai 1950, de mai 1958, de mai 1959 et d'octobre 1952, son lit a été simplement rempli "à plein bord".

Ce n'est en définitive que dans de petits bassins, aux sols peu perméables et aux pentes faibles, comme ceux du Madon, de la Seille ou de la Nied, que les inondations peuvent revêtir une réelle ampleur en saison chaude, sans que toutefois les volumes d'eau écoulés soient véritablement abondants.

Depuis le début de ce siècle, les seules inondations graves et généralisées à la majeure partie du bassin n'ont donc été enregistrées qu'en octobre 1930 et en mai 1970, rappelant ainsi les débordements célèbres d'octobre 1740 et d'octobre 1778. Les conditions de l'écoulement au début et en fin de saison froide sont fort différentes de celles réalisées au coeur de l'été, elles se rapprochent même parfois des conditions hivernales.

C'est à l'une de ces crues graves et fort heureusement exceptionnelles en saison chaude que l'on va s'attacher.

C.- La grave crue de mai 1970

La crue très récente de mai 1970, pour laquelle nous avons pu obtenir dans les meilleurs délais une abondante documentation grâce à l'amabilité des services climatologiques et hydrologiques français, luxembourgeois et allemands, mérite une analyse très précise, car aucune crue de cette gravité n'avait été enregistrée en un mois de mai depuis 1818.

Ce gonflement remarquable a été dû à une convergence assez exceptionnelle de conditions climatiques, biogéographiques et pédologiques ayant favorisé un écoulement très fourni et peu fréquent en début de saison chaude. Généralisées à l'ensemble du bassin, la crue a pris un caractère de réelle gravité surtout dans le secteur inférieur, du fait des apports très abondants de la Sarre.

1.- Une convergence exceptionnelle de facteurs favorables au ruissellement direct

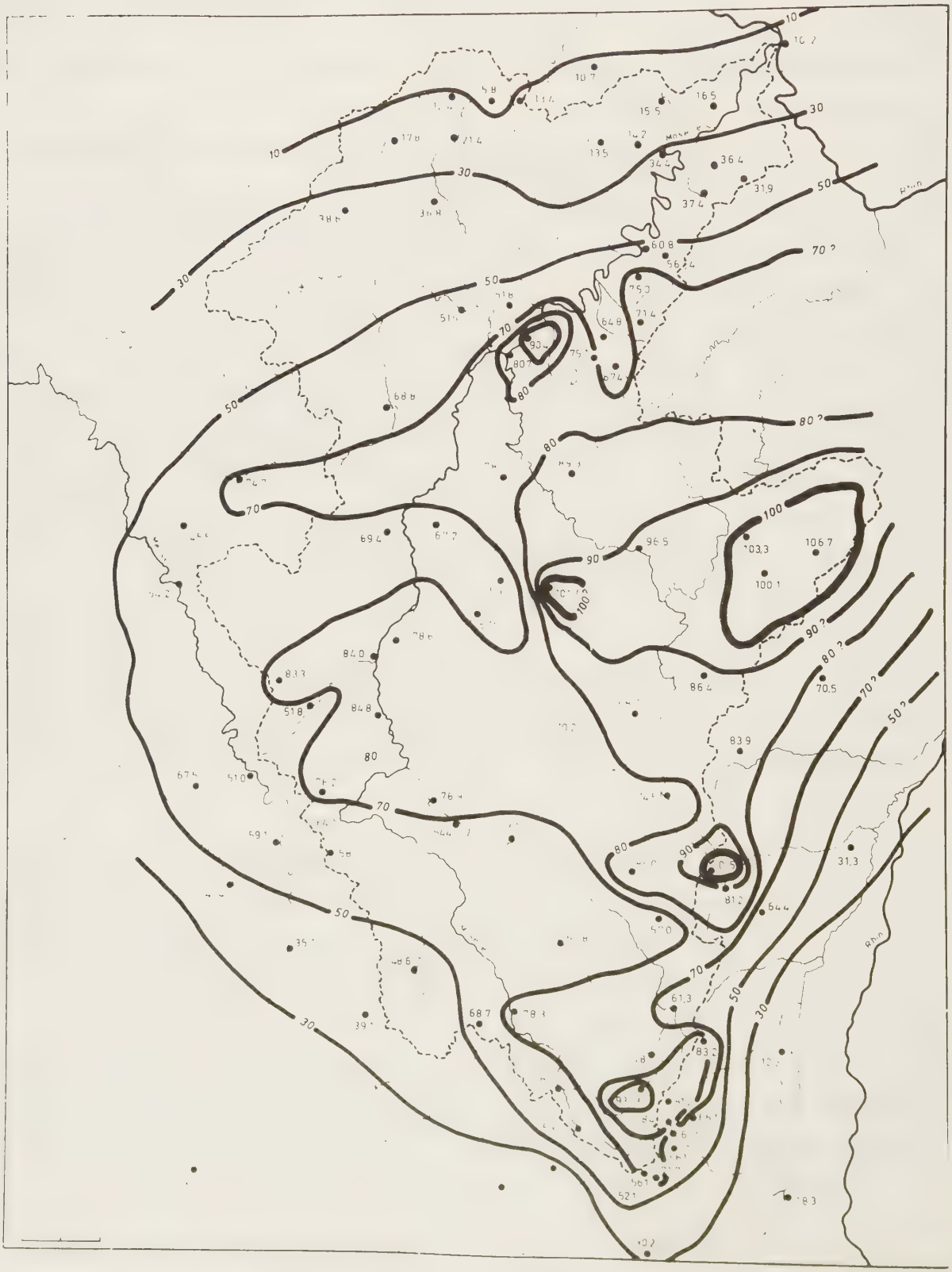
L'averse génératrice de la crue a été durable, extensive et abondante, avec un noyau de très fortes précipitations axé sur le bassin de la Sarre. Par ailleurs, les températures, assez basses en ce début de saison chaude, ont considérablement limité les effets de l'évapotranspiration. Enfin, la relative rigueur de la saison froide 1969-1970 a entrainé un grand retard dans le développement du couvert végétal, qui n'avait donc qu'une faible capacité d'interception lorsqu'est survenue l'averse; de même, la forte pluviosité de l'hiver précédent détermina une saturation exceptionnelle des sols. Ainsi se trouvaient réalisées des conditions optimales pour un ruissellement direct et abondant, très proches des conditions hivernales.

L'averse qui a duré environ 48 heures, du 10 mai vers 18 heures au 12 mai vers 18 heures, a été pleinement caractéristique de la saison chaude en ce sens qu'elle n'a jamais connu une répartition de type orographique (fig. 76).

De fait, les totaux précipités sur le massif vosgien n'ont été que de peu supérieurs à ceux tombés sur la partie centrale du Plateau Lorrain ; ils ont même été largement inférieurs à ceux qui ont intéressé les Vosges du Nord, le Pfälzer Wald, le Pfälzer Bergland et le rebord Sud du Hunsrück.

Si l'averse a été généralisée à l'ensemble du bassin de la Moselle, ce qui a permis sa cartographie précise, c'est le bassin de la Sarre qui a été néanmoins le plus gravement touché. On a ainsi relevé des

FIG.76 PRECIPITATIONS DU 10 MAI 1970 A 18 HEURES AU 12 MAI 1970 A 18 HEURES. AVERSE CYCLONIQUE DURABLE ET EXTENSIVE DE SAISON CHAUDE.



totaux pluviométriques jamais atteints en 48 heures en saison chaude depuis le début des observations : 100,1 mm à Rolb_ing, 101,7 mm à Porcelette, 103,3 mm à Zweibrücken et 106,7 mm à Pirmasens. Le coefficient d'intensité moyenne de l'averse fut donc voisin de 37, c'est-à-dire au moins égal au coefficient enregistré sur le Plateau Lorrain lors de l'averse mémorable du 28 décembre 1947.

La tranche d'eau moyenne tombée en 48 heures sur le bassin de la Sarre peut être estimée à environ 80 mm, elle a donc été plus élevée que celle qui a affecté le bassin vosgien de la haute Moselle en amont de Remiremont. D'autre part, la lame d'eau moyenne pour l'ensemble du bassin à Cochem a atteint près de 70 mm.

Le caractère durable de l'averse et sa localisation très nette sur la partie nord-orientale du bassin tiennent au blocage sur ce secteur, du 10 au 12 mai, d'une dépression très active qui s'est néanmoins désagrégée progressivement.

Une part, plus faible qu'à l'ordinaire en saison chaude, de la tranche d'eau précipitée a été soustraite à l'écoulement, par suite d'une conjonction assez exceptionnelle des facteurs thermiques, biogéographiques et pédologiques.

Les températures atmosphériques relevées lors de l'averse se sont avérées très basses pour la saison. C'est ainsi que le 11 mai, au coeur même de l'averse, les températures journalières moyenne et maximale n'ont été respectivement que de 6° et de 9,4° à Phalsbourg, de 7,8° et de 9,5° à Nancy, de 7,8° et de 9,9° à Metz. De ce fait, l'évapotranspiration n'a pu jouer qu'un rôle minime, d'autant que le couvert végétal et spécialement forestier avait un très grand retard.

A la suite du long hiver 1969-1970, en effet, la feuillaison n'avait pas encore commencé au début de mai . Les conditions d'interception

étaient ainsi pratiquement les mêmes qu'en période défeuillée (Première Partie - Chapitre IV). L'évaporation au niveau du couvert forestier, comme au niveau du sol, s'est trouvée limitée, de plus, par le faible réchauffement atmosphérique.

La longueur de l'hiver avait aussi retardé les travaux agricoles et surtout les semailles de "printemps" ; les terres labourables n'offraient au début de mai 1970 aucune protection efficace contre le ruissellement direct, d'autant que les sols et les formations de pente étaient fortement saturés après une saison froide exceptionnellement humide et neigeuse, ayant connu, on le verra, trois crues successives en février. Cette saturation des sols intervint même dans des bassins réputés perméables comme celui de la Sarre.

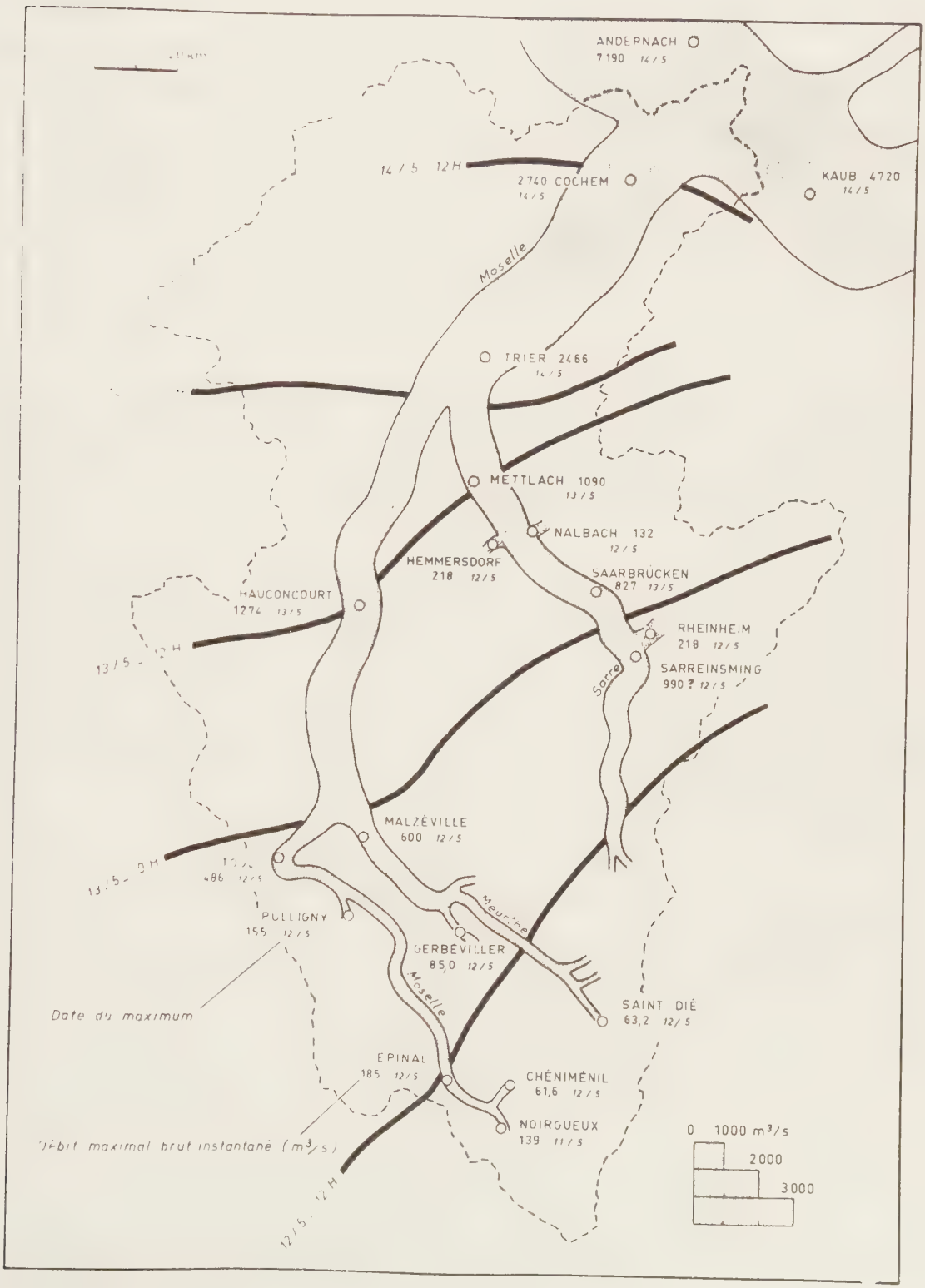
2.- Le rôle prédominant de la Sarre dans l'écoulement de la crue

Simple, à la différence de la crue d'octobre 1930, la crue de mai 1970 a été également rapide et générale. Le flot vosgien de la Moselle, de la Meurthe et surtout de la Sarre parvint à Cochem en un peu plus de 48 heures, ainsi que lors des crues les plus rapides de saison froide (fig.77).

La montée de la Moselle supérieure et moyenne a été très modérée. Avec 2,05 m à Remiremont, le cours d'eau a dépassé à peine sa cote de débordement moyen ; il n'a pas atteint sa cote de débordement grave avec 1,88m à Epinal et 2,30 m à Toul (tableaux LII et LIV). C'est seulement à l'aval de la confluence de la Meurthe, à Millery, que la cote d'alerte a été largement franchie.

L'écoulement maximal n'a été que de 140 m3/s le 12 mai à Noirgueux, de 191 m3/s à Epinal et de 479 m3/s à Toul, soit des valeurs spécifiques modestes de 222, de 152 et de 145 l/s/km2 (tableau LV). Le débit maximal brut de la Moselle s'est par contre élevé à 1275 m3/s le 13 mai à Hauconcourt (135 l/s/km2), mais il ne s'est guère accru au-delà et n'a

FIG.77 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA CRUE DE LA MOSELLE EN MAI 1970.



pas dû excéder 1300 m3/s directement à l'amont de la confluence de la Sarre, qui écoulait dans le même temps près de 1100 m3/s.

En somme, la crue était à peine moyenne dans les secteurs supérieur et moyen du bassin, à l'exception pourtant de la Meurthe qui, par suite des apports du Rabodeau, de la Plaine et de la Vezouze, a dépassé nettement, avec 3,36 m, sa cote débordement grave le 12 mai à Malzéville. Le débit maximal brut en cette station a atteint 606 m3/s, soit 207 l/s/km2, valeur fort honorable (1).

La Sarre, quant à elle, a connu une crue très grave, d'une ampleur digne des plus forts gonflements de saison froide. La brutalité et l'abondance de l'averse, centrée pratiquement sur le bassin du cours d'eau, ont déterminée une montée très rapide des eaux.

A Sarrebourg, en amont, la cote d'alerte a été largement déposée le 11 mai au soir avec 3,38 m, alors que la cote maximale enregistrée le 29 décembre 1947 n'avait été que de 3,35 m (tableaux LII et LIV). Le niveau de la Sarre s'est élevé à 1,29 m au-dessus de la cote de débordement grave à Sarralbe le 12 mai vers 16 heures ; seule la crue de février 1958 avait atteint le 9 une cote plus forte, avec 4,47 m.

On enregistra 6,94 m le 12 au soir à l'échelle de Sarreguemines, où les dégâts dûs à l'inondation furent graves (2). Le débit maximal à

(1) Fait assez exceptionnel en saison chaude, certains bas quartiers de Tomblaine, de Jarville, de Nancy et de Malzéville furent inondés, plus souvent d'ailleurs par le refoulement des eaux d'égouts que par le débordement des eaux de la Meurthe elle-même.

(2) Certaines communes riveraines et sinistrées ont invoqué l'influence des étangs pour expliquer la montée rapide et exceptionnelle des eaux dans la section Sarrebourg-Sarreguemines. Il est indéniable qu'afin de permettre une activité de loisir sur certains de ces étangs (Gondrexange, Stock et Mittersheim), créés initialement pour l'alimentation en eau du canal de la Marne au Rhin et du canal des Houillères, le niveau des eaux est maintenu assez élevé. Lors de l'averse, les services responsables ont dû évacuer un certain volume d'eau dans la Sarre, pour éviter une rupture des digues. Il ne nous a pas été possible de chiffrer l'importance de ces apports supplémentaires en eau, qui ont pu localement aggraver les effets de l'inondation.

Sarreinsming, station située directement à l'amont de Sarreguemines, s'éleva à 985 m3/s le 12 mai au soir, soit une valeur spécifique remarquable de 562 l/s/km2 (1).

Les apports successifs et abondants de la Blies avec 218 m3/s, de la Prims avec 132 m3/s et de la Nied avec 131 m3/s, contribuèrent à soutenir le débit de pointe de la Sarre inférieure qui atteignit 1090 m3/s, soit 152 l/s/km2, le 13 mai vers 12 heures à Mettlach. Du fait du rôle déterminant de la Sarre, la Moselle connut une crue plus grave qu'en octobre 1930, avec un maximum de 2466 m3/s à Trèves le 14 au matin et de 2740 m3/s à Còchem le même jour vers 12 heures.

Bien que modéré le coefficient A de la crue, voisin de 16,6 à Cochem, est cependant le plus élevé de toutes les crues récentes de saison chaude. La puissance assez remarquable gonflement de mai 1970 tient au fort coefficient d'écoulement que l'on a estimé à 52 %. Le volume total net d'eau écoulé par la Moselle à Cochem du 12 au 16 mai a été, en effet, de l'ordre de 990 millions de m3 et le volume d'eau précipité au cours de l'averse, calculé sur une lame d'eau moyenne de 70 mm, a dû approcher 1,9 milliard de m3. Le quotient d'écoulement de crue a été encore plus remarquable pour la Sarre, à l'issue d'un bassin perméable certes mais presque entièrement saturé. Il aurait atteint 67 %, compte tenu d'un volume total de 385 millions de m3 écoulé par le cours d'eau entre le 12 et le 16 mai et d'un volume total précipité de 560 millions de m3, estimé à partir d'une tranche d'eau moyenne de 80 mm.

Le gonflement de la Moselle s'est répercuté sur le Rhin qui connaissait, lui-même, de très hautes eaux en ce début de mai . Le débit maximal du fleuve est ainsi passé le 14 mai de 4720 m3/s à Kaub à 7190 m3/s à Andernach (fig. 77).

Mais pour puissante qu'elle ait été, l'intumescence de mai 1970 reste peu spectaculaire, comparée aux très graves crues de saison froide.

(1) Selon des précisions récentes, ce débit maximal brut aurait été surestimé, par suite d'une erreur dans le calcul d'un jaugeage de crue. Il devrait être ainsi ramené à 600 m3/s, valeur qui nous semble faible vu l'abondance effective de l'averse sur le bassin de la Sarre.

III.- Les crues générales de saison froide dans le bassin de la Moselle

La genèse des crues en saison froide se pose en des termes quelque peu différents. L'origine de ces crues est essentiellement pluviale, mais la fusion nivale peut intervenir, du moins en montagne.

D'autre part, les conditions du ruissellement superficiel et donc de l'écoulement fluvial sont sensiblement modifiées par rapport à la saison chaude. Lorsque survient l'épisode pluvieux ou l'averse décisifs, les sols sont très souvent saturés par des pluies préparatoires et cette saturation est réalisée d'autant plus rapidement que le bassin de la Moselle est dans l'ensemble peu perméable (Première Partie - Chapitre II).

Les facteurs biogéographiques et thermiques, quant à eux, n'interviennent plus de façon aussi efficace. Le couvert végétal et surtout forestier ne possède plus en période hivernale qu'une capacité d'interception réduite (Première Partie - Chapitre IV). Du fait des températures atmosphériques relativement faibles qui caractérisent les types de temps à crue, les possibilités d'évaporation physique au niveau du sol ou du couvert végétal sont singulièrement limitées.

Les facteurs géomorphologiques jouent alors pleinement leur rôle dans la propagation et dans l'évolution des crues, qu'il s'agisse des pentes de talwegs ou des lits fluviaux ou de l'agencement du réseau hydrographique,fort différents selon les secteurs du bassin (Première Partie - Chapitre I). Ainsi, et malgré une intensité moins forte qu'en saison chaude, les précipitations sont alors plus efficaces pour l'écoulement, elles constituent d'ailleurs la cause première des crues.

Bien qu'il existe une très grande variété parmi les crues de la Moselle en saison froide, et l'on a indiqué précédemment les critères de leur classification, on tentera de dégager leurs caractères généraux,

soit leur fréquence, leur mode de propagation et d'évolution, leur puissance et leur coefficient d'écoulement effectif. On présentera ensuite quelques grandes crues récentes du cours d'eau en insistant sur leur originalité propre.

A.- L'origine essentiellement pluviale des crues de saison froide

En milieu océanique de plaines, de plateaux et de moyenne montagne les crues de saison froide sont dûes, avant tout, à une alimentation pluviale exceptionnelle. La neige ne contribue qu'à renforcer les effets d'averses durables et abondantes. Les embâcles et les débâcles de glaces n'interviennent que très rarement et localement dans notre bassin.

1.- Les averses et les épisodes pluvieux décisifs

Qu'elles soient classiques ou aberrantes, les averses océaniques de saison froide présentent des caractères originaux qui sont déterminants pour l'écoulement (Première Partie - Chapitre III).

Elles sont durables quoique d'intensité très variable, mais elles excèdent rarement 24 à 48 heures. A la différence de la majorité des averses de saison chaude, elles affectent la totalité du bassin et elles provoquent ainsi une montée générale des eaux. En dépit, enfin, d'une intensité moyenne faible, elles sont au total assez abondantes et la lame d'eau précipitée en 24 heures peut varier de 20 à 100 mm au plus sur le Plateau Lorrain et dans le Massif Schisteux Rhénan, de 75 à près de 200 mm sur les plus hauts sommets vosgiens.

Ces averses sont rarement isolées, elles s'intègrent dans des dans des périodes ou épisodes pluvieux plus durables, comportant souvent une succession d'averses. La tranche d'eau abattue lors de ces séquences pluvieuses, c'est-à-dire en 4 à 8 jours, est de l'ordre de 70 à 150 mm sur le Plateau Lorrain et sur sa bordure septentrionale et de 200 à près de 400 mm dans les secteurs sommitaux de la montagne vosgienne.

Plusieurs épisodes pluvieux peuvent se succéder en saison froide, mais ils sont toujours séparés par des périodes de rémission atteignant de 8 à 15 jours. Ils engendrent ainsi des crues nettement distinctes dans le temps : épisodes pluvieux du 22 au 29 décembre 1919 et du 11 au 15 janvier 1920 (fig. 82 et 83), du 26 au 29 décembre 1947 et du 13 au 16 janvier 1948 (fig. 84), du 5 au 7 février et du 23 au 25 février 1958 (fig. 93), du 2 au 10 février et du 20 au 24 février 1970.

Au cours d'une période pluvieuse donnée, une ou plusieurs averses durables peuvent se produire. Parfois, une seule averse se dégage nettement et elle détermine une unique montée des eaux, la crue est dite alors monogénique ou simple. Telles furent les crues de janvier 1920 et de décembre 1947 - janvier 1948 dont la gravité exceptionnelle était liée à une seule averse décisive mais très abondante.

Bien souvent, la crue est polygénique ou complexe, car elle est engendrée par deux ou plusieurs averses successives, mais d'efficacité variable, au cours de la même période pluvieuse. Tantôt, comme ce fut le cas en décembre 1919, la première averse est décisive pour la crue et le maximum principal lui correspond, tandis que la seconde averse n'entraîne qu'un maximum secondaire. Tantôt, au contraire, par exemple en décembre 1925 - janvier 1926, la première averse ne donne lieu qu'à un gonflement modéré du cours d'eau, alors que la seconde averse est vraiment décisive pour l'écoulement (fig. 79). Si les averses sont très rapprochées dans le temps, de 24 heures à peine en janvier 1955, les risques de concordance entre les divers maximums sont alors très grands, du moins dans la partie aval du bassin (fig. 89).

Les averses et les épisodes pluvieux décisifs pour les plus graves crues de saison froide sont, par ailleurs, fréquemment précédés par d'autres périodes pluvieuses moins abondantes, mais susceptibles pourtant de saturer les sols du bassin et d'entrainer des gonflements fluviaux médiocres. Les effets des précipitations liquides peuvent être aggravés

dans certains cas par la fusion nivale.

2.- Le rôle généralement secondaire de la fusion nivale

L'influence de la neige dans la genèse des crues a été souvent exagérée et, en ce qui concerne notre bassin, certains auteurs se sont ralliés à l'opinion populaire pour expliquer certaines crues anciennes et graves (M. Champion, 1863 - M. Von Tein, 1905).

Une telle attitude s'explique aisément car le rôle de la neige est malaisé à préciser du fait de l'insuffisance des données chiffrées sur les hauteurs d'enneigement, sur la densité de la neige et sur la vitesse effective de la fusion nivale. M. Pardé (1968) a fort opportunément montré qu'une lame d'eau de fusion de 40 à 50 mm en 24 heures doit constituer un record en milieu tempéré océanique et ce uniquement à l'issue de petits bassins montagnards. La fusion nivale n'intervient en temps de crue que dans les secteurs supérieur et inférieur du bassin de la Moselle.

Nous avons analysé les principaux types de fusion nivale et leurs répercussions possibles sur l'écoulement fluvial (Première Partie - Chapitre III).

Il existe généralement un décalage assez marqué entre l'amorce de la fonte du manteau neigeux et le début de l'averse génératrice d'une cure. Rappelons simplement que la couverture de neige avait disparu sur le Plateau Lorrain et que, même dans les bassins supérieurs de la Moselle et de la Meurthe, le stock neigeux était singulièrement réduit quand a débuté la fameuse séquence pluvieuse du 26 au 29 décembre 1947.

M. Pardé (1948) a pu ainsi ramener à des proportions modestes mais vraisemblables la part de la neige dans l'écoulement de la crue. On peut admettre, toutefois, que la fusion nivale, largement réalisée avant le début de l'averse, avait permis une saturation au moins partielle des sols et qu'elle a contribué au fort coefficient d'écoulement caractérisant la crue de décembre 1947 - janvier 1948, alors qu'une longue période de sécheresse avait sévi auparavant, durant la saison froide 1946-1947, puis

au cours de la saison chaude 1947 (Deuxième Partie - Chapitre IV).

En février 1958, la fusion nivale a coïncidé étroitement avec le début de l'averse décisive du 7. L'enneigement n'était cependant que moyen dans le massif vosgien et l'action de la fusion nivale ne fut renforcée que par une averse modérée, en tout état de cause beaucoup moins abondante qu'en décembre 1947 tant dans le bassin supérieur que moyen (fig. 91 et 34). La première crue de la Moselle en février 1958 fut certes grave, mais nullement catastrophique à Cochem. Son coefficient d'écoulement très élevé, surtout à Epinal, s'explique sans nul doute par les apports en eau libérés par la fonte.

La genèse des deux crues récentes de février 1970 est semblable en tous points à celle de la première crue de février 1958. Chacune des averses, du 2 au 5 et du 7 au 10 février, lors du premier épisode pluvieux, puis du 20 au 24 février, a été accompagnée d'une abondante fusion nivale dans le massif vosgien et également sur le Plateau Lorrain très enneigés. Aucune de ces averses n'a été vraiment abondante (fig. 95, 96 et 97) et la conjonction de la fonte des neiges et des précipitations liquides n'a entraîné qu'un gonflement modéré du cours d'eau, même lors de la seconde crue.

La neige joue ainsi un rôle indéniable dans la genèse de certaines crues de saison froide, mais ce rôle est moins décisif qu'on ne le pense d'habitude. Il est important, assez curieusement, pour des crues graves mais non excessives comme celles de février 1958 et de février 1970. Les crues vraiment très graves de décembre 1925-janvier 1926, de janvier 1920 ou de décembre 1947-janvier 1948 ont été déclenchées pour l'essentiel par des épisodes pluvieux et des averses exceptionnellement abondants.

3.- <u>La rareté des crues aggravées par des phénomènes d'embâcle ou de débâcle</u>

Les glaces fluviales n'ont également qu'une influence secondaire sur l'évolution des crues de la Moselle en saison froide, il s'agit d'ailleurs là d'un fait propre au milieu tempéré océanique.

En effet, si la prise en glace de la Moselle est observée lors des grands hivers froids et secs, spécialement sur le cours inférieur, le phénomène de débâcle qui intervient à la fin de la période de gel intense, est très rarement accompagné d'averses durables génératrices de crues graves et générales (Première Partie - Chapitre III).

La débâcle des glaces fluviales au XXe siècle a été, de fait, le plus souvent progressive sur la Moselle, en février-mars 1929, en février 1942, en février 1947 et en février-mars 1956. La rupture de la couverture de glace s'est réalisée sous la double influence du réchauffement atmosphérique et d'une élévation du plan d'eau corrélative à une augmentation des débits, sans qu'on puisse parler toutefois de crue. Ce n'est qu'en janvier 1941 que la débâcle a coïncidé avec un net gonflement du cours d'eau dans le secteur de Mehring à Cochem.

Pour que les glaces fluviales puissent jouer un rôle dans l'évolution d'une crue, il faut une succession assez exceptionnelle d'une période de types de temps anticycloniques froids, entrainant la prise en glace du cours d'eau, et d'une période de types de temps perturbés responsables d'épisodes pluvieux et d'averses très abondants.

La crue reste en ce cas d'origine pluviale, mais, lors de la débâcle, la formation de barrages de glaces ou embâcles stricto sensu peuvent provoquer localement des montées remarquables des eaux, sans rapport avec la lame d'eau précipitée et sans que les débits soient nécessairement exceptionnels. La Moselle a connu dans le passé de telles crues aggravées par des phénomènes d'embâcle ou de débâcle.

Il semble bien que plusieurs cotes maximales de la Moselle à Cochem au XIXe siècle, en janvier 1841, en février 1844, en janvier 1861 et en janvier 1880, aient été ainsi exagérées par la présence de barrages de glace à proximité de la station. Il nous a été impossible contrôler ces

assertions, faute de documents d'archives.

Si l'on s'en tient aux indications fournies par M. Champion (1863) et par M. Von Tein (1905), plusieurs crues anciennes de la Moselle auraient été également influencées par les glaces fluviales.

La crue de 821, signalée sur la Moselle et sur le Rhin, mais aussi sur la Seine et sur l'Elbe, aurait été, selon les chroniques, une crue de débâcle. Les intumescences de février 1434 et de février 1457, sensibles surtout sur le cours moyen et inférieur de la Moselle, auraient vu leur écoulement perturbé en maints endroits par des barrages de glace. Il paraît vraisemblable que les inondations catastrophiques enregistrées à Metz en décembre 1500 et en mars 1502 aient été provoquées par la formation d'embâcles à l'aval de la ville, alors que la Moselle moyenne et la Seille en crue charriaient en grand nombre des glaces flottantes.

Au cours de l'hiver 1523-1524, des vagues de froid très précoces permirent la prise en glace du cours d'eau de Pont-à-Mousson à Thionville dès la fin de novembre. Au début de janvier, l'arrivée brutale de masses d'air océaniques humides et plus douces provoqua, à la fois, une débâcle générale et un gonflement grave du cours d'eau. Sous la poussée des glaces dérivantes, des ponts furent emportés à Pont-à-Mousson, à Metz et à Thionville et les secteurs situés à l'amont des embâcles furent gravement submergés. Une évolution du même type se produisit à la fin de décembre 1681, en particulier dans le secteur Thionville-Trèves. On ne possède cependant aucune cote maximale relative à ces crues, si bien qu'il est impossible de les comparer à d'autres crues d'origine exclusivement pluviale (1).

---

(1) Ces crues, influencées localement dans leur écoulement par les glaces fluviales, peuvent être mises en relation avec certaines périodes de refroidissement bien connues à l'échelle historique. C'est ainsi que les crues aggravées par les phénomènes d'embâcle et de débâcle, assez nombreuses du XVIe au XVIIIe siècle, semblent avoir été moins fréquentes sur la Moselle depuis le milieu du XIXe siècle, donc depuis le début de la phase de réchauffement contemporain.

La crue la plus grave que la Moselle ait connu, tout comme le Rhin, depuis plusieurs siècles est celle de février 1784. Les glaces fluviales ont joué indéniablement un rôle important dans la montée des eaux.

Par suite d'un réchauffement très brutal, il y eut une tragique coïncidence entre des averses abondantes sur le bassin et une débâcle générale des glaces sur la Moselle et sur ses principaux affluents, spécialement sur la Sarre (M. Pardé et R. Frécaut, 1967).

Des barrages de glace se formèrent sur le cours inférieur de la Moselle, en particulier à Cochem, et sur le Rhin à sa sortie du Massif Schisteux Rhénan, à Coblence et à Cologne. Ils entrainèrent tout d'abord des inondations à leur amont, puis, lors de leur rupture, ils déterminèrent de graves submersions en aval. Ainsi, à la suite d'une crue d'embâcle, la Moselle atteignit le 28 février la cote de 11,20 m à Cochem, soit 1,96 m de plus que lors de la crue mémorable, mais exclusivement pluviale, de décembre 1925-janvier 1926 (A. Soldan, R. Seifert et W. Friedrich, 1926). De la même façon, les cotes maximales du Rhin à Coblence et à Cologne s'élevèrent respectivement à 10,21 m le 29 février et à 12,55 m le 28, soit 0,89 m et 2,86 m de plus qu'en janvier 1926.

On a émis de sérieuses réserves sur l'exactitude de ces cotes, mais il est bien évident que seuls des barrages de glace ont pu aggraver localement et de semblable façon la montée des eaux, ceci d'autant que la crue n'aurait été que moyenne à Metz avec 4,54 m et qu'elle n'aurait dépassé que de 0,16 m la cote maximale de décembre 1925 à Trèves (tableau LVIII).

Il s'agit donc d'un cas assez exceptionnel d'aggravation d'une crue d'origine pluviale par des phénomènes d'embâcle et de débâcle, contre lesquels l'arsenal des techniques habituelles de lutte s'avère totalement impuissant. L'aménagement de la Moselle inférieure devrait permettre, on l'a souligné, d'éviter le retour de semblables cataclysmes (1).

(1) Bien qu'aucune crue antérieure d'une telle gravité ne soit connue, on peut penser que de semblables catastrophes ont pu se produire dans le passé. Ce sont des phénomènes de ce type, mais plus graves encore, qui ont été responsables au Quaternaire froid des modifications locales apportées au tracé pliocène de la Moselle inférieure.

D'origine essentiellement pluviale, aggravées parfois par la fusion nivale et plus rarement par la débâcle des glaces fluviales, les crues de la Moselle en saison froide présentent en commun des traits originaux, malgré une très grande diversité de détail.

B.- Les caractères généraux des crues de la Moselle en saison froide

Chaque crue de la Moselle constitue un phénomène hydrologique original, mais il est néanmoins possible de dégager un certain nombre de caractères communs à toutes les crues de saison froide.

La fréquence de ces gonflements fluviaux est variable suivant que l'on considère des crues médiocres et moyennes ou des crues graves et très graves. A la différence de ce qui se passe en saison chaude, la propagation des crues est relativement rapide, du moins dans certains secteurs du bassin. Qu'elle soit simple ou complexe, l'évolution des crues est soumise dans le cours inférieur à l'influence de la Sûre et surtout de la Sarre, comme d'ailleurs en saison chaude.

La puissance des crues de la Moselle est en définitive seulement moyenne, supérieure toutefois à celle des cours d'eau drainant exclusivement des régions de plaines et de plateaux. De fait, les quotients d'écoulement de crue sont assez élevés en période hivernale, mais ils varient sensiblement d'un secteur à l'autre du bassin.

1.- Une fréquence élevée des crues médiocres et moyennes mais une faible fréquence des crues graves et très graves

La fréquence du phénomène sera envisagée, comme on l'a fait par les crues de saison chaude, à partir de la station de Cochem et ceci pour plusieurs raisons.

Cette station est la plus caractéristique du bassin et elle fournit une vue globale sur le déroulement des crues. Du fait de la configuration des lits apparent et majeur, il nous a été possible d'établir une

classification assez précise des crues de saison froide dépassant la cote de 4 m. La stabilité exceptionnelle des lits permet également, sans trop de risques, une comparaison des crues anciennes et des crues les plus récentes, d'autant que l'on possède une longue série d'observations hydrométriques depuis l'hiver 1817-1818.

Après un bref rappel des crues antérieures à cette date, on ébauchera une étude fréquentielle des crues récentes, compte-tenu de leur gravité, tout en posant le problème de leur périodicité éventuelle et de leur probabilité.

Selon diverses chroniques et archives (M. Champion, 1863 - M. Von Tein, 1905), les crues les plus graves, qui aient affecté le bassin de la Moselle avant le début des observations hydrométriques à Cochem, ont été celles de 821, de mars 1224, de 1314, de mars 1333, de 1335, de mars 1364, de mars 1373, de mars-avril 1399, de décembre 1421, de février 1424, de février 1434, de février 1457, de mars 1469, de février-mars 1484, de janvier 1491, de février 1497, de décembre 1500, de février-mars 1502, de mars 1503, de janvier 1524, de février-mars 1595, de février 1618, de février 1619, de février-mars 1631, de 1651, de janvier 1661, de décembre 1668, de décembre 1681, de janvier 1709, de mars 1711, de mars 1734, de mars 1751, de janvier 1757, de janvier-février 1783, de février 1784 et de décembre 1801 - janvier 1802 (1).

Il est bien certain que ce tableau des crues anciennes de la Moselle, pour lesquelles aucune cote maximale n'est connue à l'exception du cataclysme de février 1784, est loin d'être exhaustif ; il appelle néanmoins quelques remarques. On relève, tout d'abord, une prépondérance assez marquée des crues en février et en mars, or on ne retrouve pas une aussi nette fréquence mensuelle aux XIXe et XXe siècles.

---

(1) On ne possède aucune référence précise quant au mois au cours duquel les crues de 821, de 1314, de 1335 et de 1651 se sont produites.

D'autre part, les gonflements de la Moselle concordent beaucoup plus nettement en saison froide qu'en saison chaude avec les montées de cours d'eau océaniques voisins, qu'il s'agisse de la Meuse, de la Seine ou de la Saône (M. Pardé, 1925). Le caractère extensif des averses hivernales explique aisément ce fait majeur et l'on observe cette concordance des crues dans les bassins situés au Nord de la Loire après 1818.

Nous rappelons que certaines crues peuvent être aggravées, du moins localement, par des phénomènes d'embâcle et de débâcle.

Plusieurs crues anciennes méritent d'être explicitées, car elles semblent avoir présenté une particulière gravité, soit dans un secteur déterminé, soit dans l'ensemble du bassin.

Différentes chroniques décrivent la crue de l'hiver 1314-1315 comme dramatique en maints secteurs du Plateau Lorrain. Les crues de mars 1333, de mars 1364, de mars 1373, de mars-avril 1399 et de décembre 1421 sont signalées surtout dans la région messine ; elles ont déterminé de graves inondations dans les bas quartiers de la ville et dans plusieurs localités voisines, à Ban-Saint-Martin et à Longeville. Les îles Saint-Symphorien et du Saulcy ont été chaque fois entièrement submergées. On peut penser que ces crues ont vraisemblablement intéressé une grande partie du bassin, mais les chroniques font défaut pour les autres villes riveraines du cours d'eau.

Les crues de février-mars 1595, de février 1618, de février 1619, de janvier 1661 et de décembre 1668 paraissent avoir affecté surtout le bassin supérieur vosgien, sans que l'on puisse dire, faute de documents d'archives, quelle fut l'ampleur des inondations à l'aval. Remiremont et Epinal furent ainsi plusieurs fois sous la menace des eaux au cours du XVIIe siècle, les contemporains invoquant comme cause principale de ces cataclysmes une fusion brutale de la neige en montagne.

Les crues, fait assez paradoxal, sont beaucoup plus mal connues au siècle suivant. La crue de mars 1734 a dû être assez grave dans l'ensemble du bassin et spécialement sur le cours moyen, car la Moselle s'est aménagé un nouveau lit dans le secteur de Scarpone-Dieulouard. La montée des eaux a été générale en mars 1751 sur le collecteur principal et sur ses affluents principaux : Meurthe, Seille, Sûre et Sarre. Si l'on excepte la catastrophe de février 1784, il semble bien qu'aucune crue très grave ne se soit produite en saison froide dans la seconde moitié du XVIIIe siècle.

Quelque intérêt que présentent ces indications relatives aux crues de la Moselle dans le passé, elles n'autorisent pas de conclusions précises sur la fréquence du phénomène.

L'analyse des crues postérieures à 1818 va nous permettre de déterminer leur fréquence effective.

M. von Tein (1905) a dénombré à Cochem 88 montées supérieures à 4 m de l'hiver 1817-1818 à l'hiver 1884-1885, donc en 68 ans, et nous en avons relevé nous-même 174 de 1885-1886 et 1964-1965, en 80 ans (1).

La Moselle a ainsi connu 262 crues véritables en 148 ans, de 1818 à 1965 (2). La fréquence moyenne annuelle des crues en saison froide est donc assez forte et beaucoup plus élevée qu'en saison chaude, elle est voisine de 1,8. D'ailleurs si l'on ne tient pas compte du recensement de M. Von Tein qui ne semble pas absolument complet et si on se limite à la période 1886-1965, le nombre moyen annuel de crues de plus de 4 m à Cochem passe à 2,1, ce qui parait plus conforme à la réalité.

---

(1) Les crues supérieures à 4 m à Cochem correspondent, rappelons le, à un débit maximal brut d'au moins 1065 m3/s.

(2) Les années considérées sont les années hydrologiques telles que nous les avons définies de novembre à octobre.

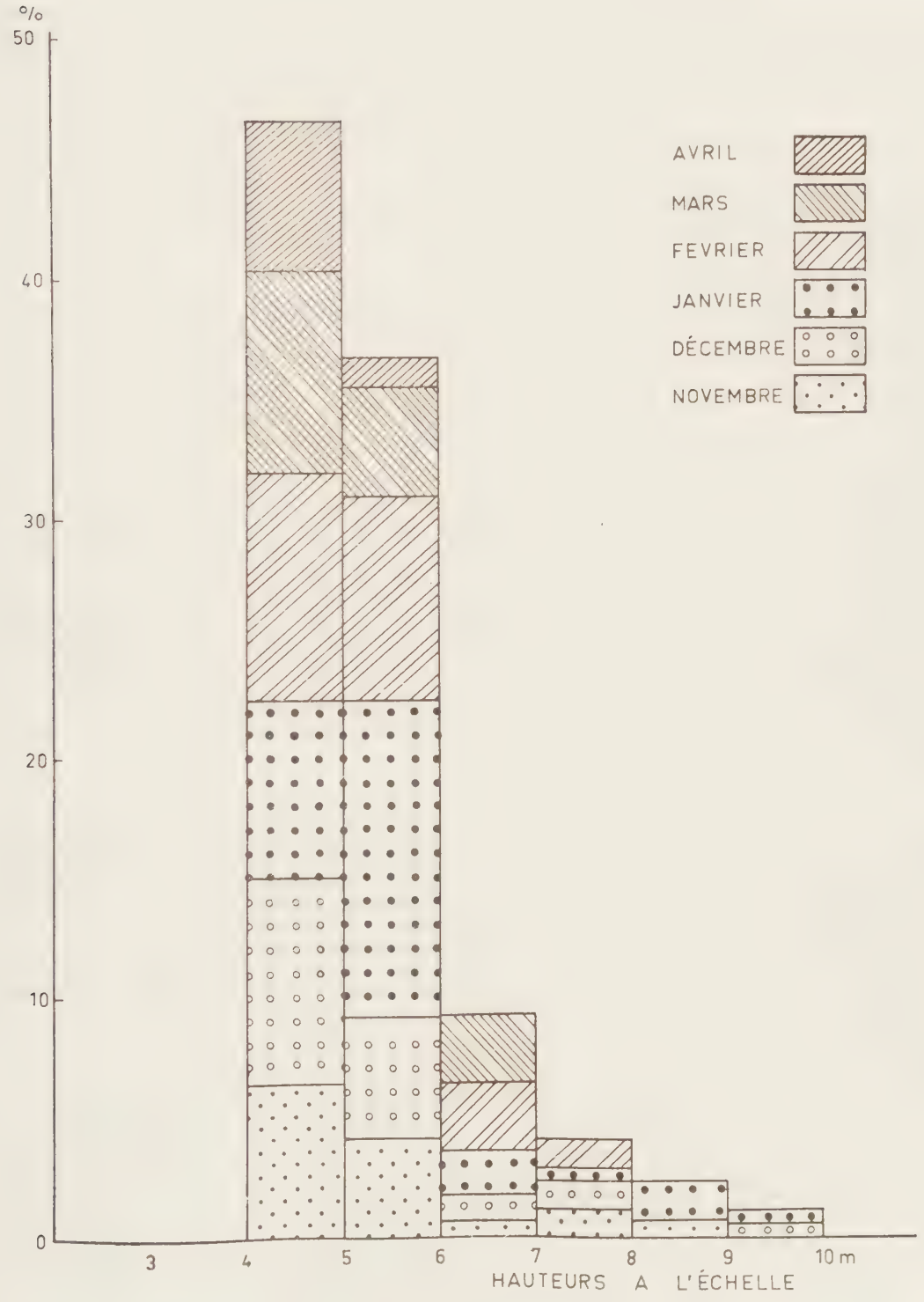
Cette valeur de la fréquence annuelle est cependant assez théorique. De fait, on n'a enregistrée aucune montée supérieure à 4 m lors des saisons froides récentes de 1904-1905, de 1908-1909, de 1920-1921, de 1933-1934, de 1943-1944, de 1948-1949, de 1953-1954, de 1959-1960 et de 1962-1963, alors que d'autres hivers ont comporté jusqu'à 5 montées successives et nettement distinctes, traduisant certes une très grande saturation des sols, mais n'offrant que rarement une réelle gravité (1913-1914, 1918-1919, 1939-1940).

Par ailleurs, sur les 174 crues retenues de 1886 à 1965, 81 n'ont pas dépassé 5 m, 64 ont été supérieures à 5 m, 16 supérieures à 6 m, 7 supérieures à 7 m, 4 supérieures à 8 m et 2 enfin ont atteint plus de 9 m. Il est donc nécessaire d'analyser la fréquence moyenne annuelle et mensuelle de ces crues en tenant compte de leur puissance relative.

La fréquence annuelle des crues que nous qualifions de médiocres est fort élevée, de l'ordre 1 pour les montées comprises entre 4 et 5 m et de 0,8 pour celles oscillant entre 5 et 6 m. La Moselle éprouve ainsi en moyenne chaque année une crue de plus de 4 m et pratiquement une crue dépassant 5 m. Les crues supérieures à 4 m représentent 46,6 % des cas et celles de plus de 5 m 36,8 % du total (fig. 78). Les crues dépassant 4 m se produisent surtout en février et les crues de plus de 5 m sont les plus fréquentes en janvier, mais tous les mois de saison froide peuvent enregistrer de telles crues.

Les crues moyennes, dont les cotes maximales sont comprises entre 6 et 7 m, sont moins nombreuses (9,2 % des cas) et leur fréquence moyenne annuelle est moindre, voisine de 0,2. De telles crues ne s'observent donc en moyenne que tous les 5 ans. Leur fréquence mensuelle la plus élevée se situe assez curieusement en février et en mars, du moins au cours de la période de référence adoptée. Aucune montée d'une telle ampleur n'a jamais été enregistrée en avril.

FIG.78 FREQUENCE MOYENNE ANNUELLE ET MENSUELLE DES CRUES DE LA MOSELLE A COCHEM EN SAISON FROIDE (1886-1965)



La fréquence annuelle des gonflements fluviaux présentant une réelle gravité est beaucoup plus faible encore. Les crues que nous appelons graves, c'est-à-dire dont les cotes maximales varient entre 7 et 8 m, sont en fait peu nombreuses, elles ne constituent que 4 % du total. Leur fréquence moyenne annuelle approche 0,09, elles se renouvellent donc en moyenne à peu près tous les 10 ans. Elles sont caractéristiques des mois de novembre, de décembre et de février, secondairement de janvier.

Les crues très graves, supérieures à 8 m mais inférieure à 9 m, ne représentant que 2,3 % des cas étudiés ; leur fréquence moyenne annuelle est donc inférieure à celle des crues graves, de l'ordre de 0,05. De telles crues ne se reproduisent donc en moyenne qu'environ tous les 20 ans et spécialement en janvier. Quant aux crues dépassant 9 m à l'échelle de Cochem, elles ne constituent fort heureusement qu'un phénomène exceptionnel (1,1 % des cas). On n'en compte que deux depuis 1886 et en réalité depuis 1818, soit donc en 148 ans, celles de décembre 1925-janvier 1926 et de janvier 1920. Leur fréquence moyenne est donc très faible et voisine de 0,01. De tels cataclysmes n'ont lieu théoriquement que tous les 75 ou 100 ans au plus (1).

On remarque que, comme M. Pardé l'a montré pour la Loire (1964c), les lois principales de la fréquence mensuelle ne sont pas nécessairement les mêmes pour des crues de puissance différente. Les crues les plus graves ont tendance à se grouper en novembre, en décembre, en janvier et accessoirement en février et à éviter le mois de mars, riche pourtant en crues moyennes ou médiocres (2).

---

(1) La fréquence mensuelle des crues peut varier assez sensiblement si l'on considère une période de référence différente et plus longue. C'est ainsi qu'au cours de la période 1818-1965, englobant la série d'années retenue par M. Von Tein pour laquelle on a émis des réserves, la fréquence mensuelle la plus élevée se situe en février pour les crues de 4 à 5 m et en janvier pour celles de 5 à 6 m, tout comme dans le cas de la période 1886-1965, mais en janvier et en février par les crues moyennes, en décembre et en janvier pour les crues graves.

(2) La fréquence élevée en janvier des crues de diverses puissances à Cochem explique que le maximum moyen mensuel de l'écoulement se situe en ce mois (Deuxième Partie - Chapitre III).

La fréquence annuelle effective des crues de diverses grandeurs varie enfin selon les groupe d'années considérées. Depuis 1818, certaines séries d'années ou décennies ont subi un nombre anormalement fort ou faible de crues graves ou très graves.

De 1818 à 1840, la Moselle n'a connu à Cochem que 4 crues supérieures à 7 m, en décembre 1819, en janvier 1820, en novembre-décembre 1824 et en décembre 1836 ; de plus, aucune montée grave n'a été enregistrée entre 1825 et 1835 (tableau LVIII). La décennie 1841-1850 a comporté, par contre, 5 crises graves ou très graves en janvier 1841, en février 1844, en mars 1845, en avril 1848 et en février 1850.

De 1851 à 1875, seules deux crues graves se sont produites en janvier 1853 et en janvier 1861 ; la Moselle, d'autre part, n'a jamais atteint la cote de 7m à l'échelle de Cochem entre 1862 et 1875. Au cours de la décennie suivante, de 1876 à 1885, le cours d'eau a eu à nouveau une série de gonflements graves et très rapprochés, en mars 1876, en janvier 1880, en novembre et en décembre 1882.

Puis, pendant une longue période de 25 ans, de 1886 à 1910, aucune crue n'a atteint 7 m à la station . Les montées de janvier 1895, de mars 1896, de février 1897 et de janvier 1910 ont été seulement moyennes, alors que la dernière de ces crues a revêtu une gravité exceptionnelle pour la Seine à Paris (tableau LVI). Les deux décennies suivantes, de 1911 à 1920 et de 1921 à 1930, ont été très riches en crues graves ou très graves (novembre 1910, janvier 1918, décembre 1919-janvier 1920, novembre 1924) et même catastrophiques (janvier 1920, décembre 1925-janvier 1926).

De 1931 à 1945, la Moselle n'a dépassé que deux fois la cote de 7 m à Cochem, en novembre 1930 et en janvier 1941. Dans la suite des années postérieures à 1945, le cours d'eau a enregistré plusieurs crises graves, en décembre 1952 et en février 1958, ou très graves, en décembre 1947-janvier 1948 et en janvier 1955.

T A B L E A U L V I

COTES MAXIMALES DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DE QUELQUES CRUES MOYENNES DE SAISON FROIDE (1)

	janvier 1895	mars 1896	février 1897	janvier 1910
Moselle				
Remiremont			2,32 (2)	
Epinal		3,40 (9)	1,85 (3)	3,00 (19)
Toul	3,50 (17)	3,05 (9)	2,90 (3)	3,20 (20)
Millery	5,10 (17)	4,90 (9)	4,53 (4)	5,00 (20)
Metz	6,60 (18)	6,20 (10)	5,56 (4)	6,12 (21)
Besch	5,68 (18)	5,74 (10)	5,10 (5)	5,64 (21)
Trier	5,50 (18)	5,50 (11)	5,50 (5)	5,49 (21)
Bernkastel - Cues	6,06 (19)	6,22 (11)	6,32 (5)	5,88 (21)
Cochem	6,34 (19)	6,60 (12)	6,58 (6)	6,20 (22)
Meurthe				
Lunéville	3,50 (16)	2,80 (9)	2,50 (2)	2,45 (19)
Malzéville	3,71 (17)	3,47 (10)	2,92 (3)	3,12 (19)
- Vezouze				
Blâmont	2,08 (16)			
Lunéville	3,06 (16)		2,60 (2)	2,70 (19)
Sûre				
Ralingen				2,70 (19)
Sarre				
Sarreguemines	4,43 (17)	4,05 (10)	5,37 (3)	
Saarbrücken	5,38 (17)	5,00 (10)		
Saarlouis	4,80 (18)	4,50 (11)	5,20 (4)	4,90 (20)
Saarburg	3,30 (18)	3,24 (11)	4,30 (5)	3,48 (20)

(1) - Le jour du maximum est indiqué entre parenthèses
- Cotes en mètres au-dessus du zéro de l'échelle

Il nous semblerait contestable de vouloir lier les variations effectives de la fréquence des crues graves ou très graves avec les oscillations climatiques et plus précisément avec les fluctuations des précipitations (Première Partie - Chapitre III).

En effet, si certaines crues se produisent indéniablement lors d'années ou de groupes d'années à forte pluviosité, d'autres crues au contraire, se déclanchent en pleine période sécheresse. Telle fut la crue tristement célèbre de décembre 1947 - janvier 1948.

Il serait également excessif, à notre avis, de prétendre déceler une quelconque périodicité des crues, malgré la longue série d'observations hydrométriques dont on dispose à Cochem (M. Pardé, 1928b). Comme dans le cas de la Garonne ou de la Loire (M. Pardé, 1964c). l'irrégularité fondamentale du phénomène de crue est dûe au caractère foncièrement instable des types de temps à crue. L'examen de la fréquence effective des crues graves ou très graves confirme ainsi le degré d'irrégularité propre au régime pluvial océanique déjà maintes fois souligné.

On conçoit dès lors les risques qu'il y aurait à vouloir utiliser ces données très succintes concernant la fréquence comme éléments décisifs pour une prévision scientifique des crues. On peut certes affirmer que le débit maximal de la crue moyenne annuelle à Cochem oscille entre 1000 et 2000 m3/s environ, que celui de la crue quinquennale (probabilité de 0,2) varie de 2000 à 2500 m3/s, que celui de la crue décennale (probabilité de 0,1) ne dépasse pas 3200 m3/s, que celui de la crue cinquantenaire (probabilité de 0,02) est inférieur à 3900 m3/s et que celui de la crue centenaire (probabilité de 0,01) dépasse cette valeur (1). La série des hauteurs

(1) Il est bien évident que la fréquence moyenne annuelle et par là même la probabilité des crues compte-tenu de leur puissance, serait différente si l'on considérait d'autres stations du bassin. C'est ainsi que la montée de décembre 1947-janvier 1948 pourrait être considérée comme un phénomène exceptionnel ne se reproduisant que tous les 150 à 200 ans dans le bassin moyen de la Moselle, à Millery et à Metz spécialement.

d'eau à Cochem ne permet d'avancer aucune valeur-type pour la crue caractéristique de 500 ou de 1000 ans.

D'ailleurs, l'application systématique du calcul des probabilités aux séries hydrométriques de diverses stations de jaugeage allemandes par H. J. Liebscher (1970) a confirmé notre choix ; l'auteur a retenu 4100 m3/s comme valeur-type de la crue centenaire de la Moselle à Cochem, en appliquant conjointement les formules de Gauss et de Pearson-III (Forster).

Mais les formules utilisées ont donné des résultats très inégaux pour les crues de probabilité plus faible (0,002 ou une fois en moyenne par 500 ans, 0,001 ou une fois en moyenne par 1000 ans) et l'excellent statisticien allemand a préféré, pour l'instant du moins, n'avancer aucune valeur à ce sujet (1).

En effet, si H. J. Liebscher a pu déterminer pour Cochem, comme pour d'autres stations du Rhin, du Danube, de la Weser et de l'Elbe, les équations appropriées et dans celles-ci les coefficients les plus convenables pour chaque cours d'eau, les bases de calcul, c'est-à-dire les courbes à extrapoler représentant la répartition dans le temps des crues graves, ne lui ont pas semblé encore suffisamment précises pour tenter de telles estimations.

De toutes façons, dans un bassin de la taille de celui de la Moselle, les montées catastrophiques sont dûes à l'interférence d'une série de facteurs exceptionnels et il convient, dans toute étude prévisionnelle,

---

(1) M. von Tein (1905) a considéré la crue de février 1784 comme la crue millénaire, car la plus forte connue depuis le Xe siècle. Il semble bien qu'aucune crue n'ait atteint semblable cote dans le passé à Cochem, mais il ne faut pas perdre de vue que cette montée, certes exceptionnelle, a été exagérée localement par des phénomènes d'embâcle très grave et que le débit maximal écoulé, qui n'est pas connu, a pu fort bien ne pas être supérieur au débit record de décembre 1925-janvier 1926 par exemple.

de tenir compte de la possibilité d'une crue future plus puissante que les plus graves crues observées jusqu'ici .

2.- Une propagation relativement rapide des crues et une évolution compliquée par les apports de la Sarre

Si l'évolution des crues de la Moselle est fortement influencée en saison froide, tout comme en saison chaude, par la Sûre et surtout par la Sarre, leur propagation est par contre plus rapide.

Dans toute analyse de la propagation des crues, il convient de distinguer les vitesses moyennes de propagation ou de translation des maximums, de l'amont vers l'aval, des vitesses moyennes du courant dans le lit entre berges (1).

Les vitesses de propagation des maximums ont pu être estimées pour quelques crues graves ou très graves en différents secteurs de la Moselle grâce à un relevé horaire précis du passage des maximums aux stations hydrométriques (2). Certaines vitesses du courant entre berges ont été mesurées par les services hydrologiques compétents lors de crues récentes. Les vitesses moyennes de translation des crues comme d'ailleurs les vitesses moyennes du courant dans le cadre du lit apparent traduisent fort bien la relative rapidité du phénomène.

La propagation des crues de la source à la confluence du cours d'eau avec le Rhin à Coblence s'effectue en 3 ou 4 jours. Cette durée est ainsi nettement inférieure à celle qui caractérise les crues lentes de la

---

(1) M. Pardé (1949 et 1968) a fort bien indiqué que la différence entre ces vitesses est faible s'il n'y a pas de débordement dans le lit majeur. Elle s'accroit par contre, si les débordements entrainent hors du lit apparent une part importante du débit de crue.

(2) La vitesse de propagation des crues entre Besch et Trèves ne peut être valablement prise en considération, du fait du décalage fréquent entre le flot de la Moselle supérieure et moyenne et celui de la Sarre, décalage sur lequel on reviendra.

Seine ou de la Saône (M. Pardé, 1968). L'onde de crue de la Moselle met en moyenne 2 jours depuis Coblence pour parvenir à Lobith sur le Rhin inférieur (Deuxième Partie - Chapitre VI).

En fait, la vitesse moyenne de translation d'une crue varie assez sensiblement suivant les secteurs de la Moselle, en fonction de la pente, de la profondeur du lit apparent, de l'étendue du lit majeur et donc des possibilités de débordement, de l'organisation du réseau hydrographique (Première Partie - Chapitre II).

Dans le bassin de la haute Moselle, les fortes pentes, la concentration poussée d'un réseau hydrographique à disposition orthogonale, la grande fréquence des confluences, la faible extension des lits majeurs expliquent que les vitesses moyennes de propagation soient assez fortes entre Remiremont et Epinal, de l'ordre de 8 km par heure, soit environ de 2m/s (tableau LVII). Ces vitesses varient peu, semble-t-il, d'une crue à l'autre.

La faiblesse des pentes, la concentration moins grande du réseau à dominante dendritique, la moindre fréquence des confluences et l'étendue des champs d'inondation contribuent à une nette diminution des vitesses sur le Plateau Lorrain. Entre Epinal et Toul, les vitesses décroissent singulièrement, elles varient de 6,5 à 4,2 km/heure selon les crues, donc de 1,5 à 1 m/s. De Toul à Millery, et de Millery à Metz, ces vitesses sont encore plus modérées, elles avoisinent 4 km/heure, donc 1 m/s. La vitesse de propagation de la crue de décembre 1947 - janvier 1948 a été la plus élevée dans les deux sections considérées,du fait de l'abondance des volumes écoulés et cela malgré des débordements exceptionnels.

C'est dans la section Metz-Besch, caractérisée par un très vaste champ d'inondation favorisant un ralentissement des maximums, que les vitesses de translation sont les plus faibles, comprises entre 2,5 et 3 km/heure, donc inférieure à 1 m/s. La gravité particulière des débordements en décembre 1947 - janvier 1948 et en janvier 1955 a entraîné un abaissement des vitesses à 2,5 km/heure.

T A B L E A U L V I I

VITESSES MOYENNES DE PROPAGATION DES MAXIMUMS
LORS DE QUELQUES CRUES DE LA MOSELLE EN SAISON FROIDE (km/heure) (1)

CRUES	Remiremont - Epinal 31 km	Epinal - Toul 85 km	Toul - Millery 32 km	Millery - Metz 52 km	Metz - Besch 62 km	Trèves - Cochem 141 km
Décembre 1919	8,0					10,0
Janvier 1920	8,0					8,6
Décembre 1925 - Janvier 1926	8,0	4,2	3,2			7,8
Décembre 1947 - Janvier 1948	8,0	6,5	4,2	4,3	2,5	8,6
Janvier 1955	8,0	6,5	3,5	4,3	2,5	10,0
Février 1958	8,0			4,0	3,1	8,6

(1) En cas de crue complexe, il s'agit de la vitesse de propagation du maximum principal.

Les caractères originaux du réseau hydrographique et des lits fluviaux contribuent à une accélération des crues dans le bassin inférieur de la Moselle. Lors des diverses crues étudiées, les vitesses entre Trèves et Cochem ont été sensiblement égales à celles enregistrées dans le massif vosgien, elles ont varié de 10 à 8 km/heure, donc de 2 à 2,7 m/s. C'est en décembre 1925 - janvier 1926 que la propagation du maximum a été la plus lente, soit 7,8 km/heure, par suite de débordements peu communs dans cette section.

Ces différentes valeurs correspondent assez bien à celles qui caractérisent nombre de cours d'eau océaniques drainant des régions de plaines, de plateaux et de moyenne montagne. Les crues de la Moselle supérieure et inférieure sont aussi rapides, avec 8 - 10 km/heure, que les crues du Lot moyen et inférieur d'Entraygues à Capdenac ou de Cahors à Villeneuve (M. Pardé, 1968). La décélération des crues sur le Plateau Lorrain n'a rien de surprenant, puisque les plus graves crues de la Saône moyenne et inférieure ne se propagent à guère plus de 3 km/heure, spécialement entre Saint-Albin et Trévoux (M. Pardé, 1925).

Les vitesses moyennes de translation des crues diffèrent quelque peu des vitesses moyennes des courants ; elles leur sont inférieures surtout sur le Plateau Lorrain, à la suite des graves débordements dans le lit majeur.

Une vitesse moyenne de 2,25 m/s et une vitesse maximale de 3,3 m/s ont été ainsi mesurées à Pont-à-Mousson, dans le chenal principal, le 9 février 1958 pour un débit de 1650 m^3/s et peu après le passage du maximum. On a également enregistré une vitesse moyenne de 1,97 m/s et une vitesse maximale de 2,25 m/s à Hauconcourt le 16 janvier 1955 pour un débit de seulement 1600 m^3/s, largement après le passage du premier maximum de la crue. Les vitesses moyenne et maximale ont atteint respectivement 1,74 m/s et 2,40 m/s le même jour à Trèves, juste avant le passage du maximum dû aux apports de la Sarre.

Les vitesses effectives des courants dans le lit entre berges sont donc au total assez élevées même sur le Plateau Lorrain, elles sont de plus très proches de celles mesurées sur le Rhin inférieur en crue.

On ne possède toutefois aucune donnée sur les vitesses des courants dans le champ d'inondation.

Ces valeurs des vitesses de propagation ou des courants sont assez caractéristiques des crues en milieu tempéré océanique. Les courants de crues en saison froide sont rapides et turbulents, du moins dans le cadre du lit apparent ; les forces tractrices des courants sont alors aptes à assurer des transports solides en suspension et parfois de fond non négligeables, surtout en montagne (Troisième Partie - Chapitres II et III).

L'évolution des crues de la Moselle en saison froide est plus complexe qu'en saison chaude et il convient d'envisager successivement, d'une part, les types généraux d'évolution et, d'autre part, les perturbations apportées à l'évolution générale par les principaux affluents, spécialement par la Sarre.

L'évolution générale des crues de l'amont vers l'aval d'un bassin dépend à la fois des caractéristiques des précipitations, génératrices des crues, et de l'organisation et de la hiérarchisation du réseau hydrographique. Chaque cours d'eau possède ainsi un type d'évolution qui lui est propre et les hydrogrammes de crues permettent de suivre dans le détail l'évolution du phénomène en chaque station.

Les crues de la Moselle en saison froide sont, on l'a indiqué, tantôt simples ou monogéniques, car déterminées par une averse unique au cours d'une séquence pluvieuse donnée, tantôt complexes ou polygéniques, étant provoquées par deux ou plusieurs averses lors d'un même épisode pluvieux. Rappelons simplement que deux périodes pluvieuses successives engendrent sur la Moselle des crues nettement distinctes dans le temps.

Parmi les crues simples, graves, très graves ou catastrophiques au XXe siècle, ont été retenues celles de janvier 1920 (fig. 83), de décembre 1947 - janvier 1948 et de janvier 1948 (fig. 84), de février 1958 (fig. 93)

et de décembre 1952 (fig. 98) ; elles feront l'objet d'une analyse détaillée.

Toutes ces crues dûes à une seule averse durable, n'ont connu à Cochem qu'un seul maximum nettement individualisé, à l'exception toutefois de la crue de janvier 1920, dont l'hydrogramme révèle une première montée très atténuée le 13 précédant le maximum véritable du 15 (1).

Ainsi, à la différence de la Seine à Paris qui, du fait d'un réseau long et mal proportionné, possède des hydrogrammes à deux maximums pour ses crues simples, la Moselle à Cochem présente des hydrogrammes à maximum unique pour pratiquement toutes ses crues monogéniques, sans qu'il y ait concordance absolue, on le verra, entre les apports de la Moselle supérieure et de la Meurthe, de la Moselle moyenne et de la Sarre, la conjonction de ces flots est néanmoins suffisante pour qu'un seul maximum caractérise ce type de crue à l'aval du bassin.

Par ailleurs, les crues complexes, engendrées par deux ou plusieurs averses successives, ont généralement à Cochem un hydrogramme classique à deux maximums nettement différenciés, sans grandes possibilités de concordance redoutable. Les graves ou très graves montées de décembre 1925 - janvier 1926 (fig. 79) de décembre 1919 - janvier 1920 (fig. 82), de janvier 1955 (fig. 89) et de novembre 1910 (fig. 101) appartiennent à ce type. Dans la plupart des cas, la polygénie se traduit par la propagation de deux ondes successives sur le cours d'eau jusqu'à l'aval. Le maximum principal correspond souvent à l'averse la plus abondante ou du moins à celle qui se produit lorsque la saturation des sols est la plus grande.

En décembre 1925 - janvier 1926, par exemple, la première averse n'entraîna qu'une montée limitée le 23 décembre et ce fut la seconde averse

---

(1) L'existence de deux phases distinctes de forte intensité au cours de l'unique averse pourrait expliquer pour une bonne part cette évolution particulière.

des 27 et 28 décembre, la plus abondante, qui s'avèra décisive avec l'onde principale des 31 décembre 1925 et 1er janvier 1926 à Cochem. On retrouve une évolution similaire pour la crue plus modeste de novembre 1910.

Lors de la crue de décembre 1919 - janvier 1920, le mécanisme fut différent. La première averse du 24 au 25 décembre 1919 fut décisive pour l'écoulement et elle détermine le maximum principal dès le 27 à Cochem, du fait d'une saturation préalable des sols. La seconde averse des 28 et 29 décembre, moins abondante, n'entraîna qu'une montée secondaire à Cochem le 31 décembre.

La structure du réseau mosellan qui facilite la concordance des flots élémentaires lors d'une crue simple, est peu favorable à une interférence ou à une superposition des ondes successives dûes à deux averses distinctes. La crue de janvier 1955 fait toutefois exception à cette règle générale. La Moselle à Besch et surtout à Trèves et à Cochem n'a connu pratiquement qu'un seul maximum, dû à la concordance des flots provenant de 4 averses très rapprochées dans le temps, du 12 au 15 janvier.

La polygénie peut donc présenter, dans le cas du réseau assez bien proportionné de la Moselle, des possibilités de concordance grave quand le laps de temps séparant deux averses ne dépasse pas 24 heures. Lors de la plupart des périodes pluvieuses, les averses se succèdent tous les 3 ou 4 jours et, en ce cas, les risques de concordance sont pratiquement nuls, même au cours de crues véritablement catastrophiques, comme celle de décembre 1925 - janvier 1926.

Il faut enfin signaler que les crues complexes de la Moselle à Cochem durent plus longtemps que les crues simples, soit 10 à 15 jours contre 8 à 10 jours seulement (1).

---

(1) Il s'agit des jours effectifs où les hauteurs d'eau à Cochem dépassent 4 m, valeur minimale retenue comme caractérique des crues de saison froide.

Qu'il s'agisse de phénomènes simples ou complexes, l'évolution des crues est compliquée par les apports abondants de certains affluents, comme la Meurthe et surtout la Sarre.

Les répercussions effectives de ces apports sont facilement décelables à partir des deux stations de Toul et de Millery, situées sur la Moselle à l'amont et à l'aval de la confluence de la Meurthe, et à partir des stations de Besch et de Trèves, implantées à l'amont et à l'aval de la confluence de la Sarre (carte I hors-texte).

On note fréquemment un léger décalage entre l'onde de la Moselle supérieure et celle de la Meurthe à la confluence, car le flot de l'affluent n'a que 159 km à parcourir contre 187 km pour le flot du collecteur principal. Cependant, le maximum de la Meurthe passe rarement à la station de Malzéville, distante de 12 km de la confluence, avant celui de la Moselle à la station de Toul, sise à 28 km en amont de cette confluence. Parfois, le passage des deux flots à Toul et à Malzéville, et donc à la confluence, est pratiquement concomitant, ce fut le cas notamment en décembre 1947 - janvier 1948 (fig. 84) et en janvier 1955 (fig. 89).

Le plus souvent, le maximum de la Meurthe est en retard sur celui de la Moselle supérieure, car, s'il a une distance plus brève à parcourir, il est ralenti par d'importants débordements dans la vaste plaine alluviale entre Lunéville et Nancy. Or, ce décalage entre le passage des deux maximums, qui ne dépasse jamais quelques heures, n'est pas suffisant pour créer deux ondes distinctes à la station de Millery en cas de crue simple ou pour permettre une quelconque concordance de deux ondes successives en cas de polygénie.

La discordance entre les flots de la Moselle moyenne et de la Sarre est plus nette sur le cours inférieur, car la différence de trajet à parcourir par les deux flots est plus grande. En effet, 231 km seulement

séparent la source de la Sarre de sa confluence avec la Moselle à Konz, alors que la Moselle doit effectuer 345 km de sa source à cette confluence. L'onde de crue de la Sarre est souvent elle-même précédée de près de 24 heures par celle de la Sûre.

Parfois, le flot de la Sarre parvient ainsi à la Moselle à Trèves bien avant que celle-ci n'enregistre à Besch son maximum d'origine vosgienne (1). Le décalage entre le passage du maximum dû à la Sarre à Trèves et celui du maximum venu d'amont à Besch peut atteindre 24 à 48 heures au maximum lors de crues moyennes ou d'une gravité limitée ; il a été ainsi de près de 48 heures en décembre 1952 (fig. 98). Très souvent, l'avance du flot sarrois est moindre, elle n'a été en fait que de quelques heures pour la très grave crue de décembre 1925 - janvier 1926 (fig. 79), mais de près de 24 heures pour celle de décembre 1947 - janvier 1948 (fig. 84).

Le retard de l'onde de la Moselle supérieure et moyenne sur celle de la Sarre n'est donc pas suffisant pour entrainer à Cochem, comme dans le cas de la Seine à Paris, la formation de deux maximums distincts lors d'une crue simple ou une superposition des deux ondes successives en cas de polygénie. On assiste alors simplement à Trèves et à Cochem à une combinaison entre le flot décroissant de la Sarre et le flot croissant de la Moselle moyenne. Les hydrogrammes de crues en ces stations sont, de fait, très caractéristiques, la phase ascendante est rapide et liée aux apports de la Sarre, la phase descendante est lente, car soutenue par les apports de la Moselle supérieure.

Lors de certaines crues enfin, le maximum à Besch peut précéder de quelques heures à 24 heures au plus le maximum à Trèves, surtout quand l'averse est classique et donc très abondante dans le bassin vosgien. La conjonction des flots mosellan et sarrois est alors plus nette à Trèves et

---

(1) La station de Besch est située sur la Moselle à 37 km en amont de la confluence de la Sarre, alors que la station de Trèves n'est éloignée de cette confluence que de 8 km.

à Cochem, par exemple en novembre 1910 (fig. 101),en décembre 1919 - janvier 1920 (fig. 82), en janvier 1920 (fig. 83), en janvier 1955 (fig. 89) et en février 1958 (fig. 93). La montée de la Moselle en ces deux stations est amorcée par l'onde d'origine vosgienne et renforcée par l'onde de la Sarre.

Plus le décalage entre les apports de la Moselle supérieure et moyenne et les apports de la Sarre est réduit, que ces derniers précédent ou non ceux de la Moselle à la confluence, plus la montée des eaux risque d'être grave à Trèves et à Cochem, dans la mesure toutefois où la crue de la Sarre est elle-même exceptionnelle. Une telle conjonction a été réalisée en décembre 1925 - janvier 1926, en janvier 1920 et, à un moindre degré, en décembre 1947 - janvier 1948.

L'évolution des crues simples et complexes sur la Moselle inférieure est ainsi fortement influencée par la Sarre dont on a déjà signalé le rôle capital sur l'abondance et sur les étiages du cours d'eau (Deuxième Partie - Chapitres II et IV). Les apports de la Sarre sont également essentiels pour expliquer la puissance des crues à Cochem.

3. - Des crues de puissance généralement moyenne

Les crues de la Moselle en saison froide sont indéniablement plus puissantes que celles qui surviennent en saison chaude, que l'on considère leurs cotes maximales, leurs débits maximaux bruts et spécifiques, les volumes totaux qu'elles écoulent. Néanmoins, leur puissance véritable, qui peut être explicitée par le coefficient de crue A,est seulement moyenne, comme dans la majeure partie du domaine tempéré océanique.

Les cotes maximales n'ont évidemment de signification que dans le cadre d'une station donnée. Elle nous ont permis toutefois d'esquisser une classification des crues à l'issue du bassin, à Cochem, et de mener à bien l'analyse de leur fréquence annuelle et mensuelle.

Le tableau LVIII rassemble les hauteurs d'eau maximale relevées en saison froide dans diverses stations limnimétriques de la Moselle, du Madon, de la Meurthe, de la Sûre et de la Sarre au cours des crues graves des XIXe et XXe siècles, c'est-à-dire supérieures à 7 m à Cochem. Alors que l'on n'a recensé aucune crue grave en saison chaude en cette station de 1818 à 1885 et deux seulement de 1886 à 1970, le total des crues supérieures à 7 m en saison froide s'est élevé à 15 entre 1818 et 1885 et à 13 entre 1886 et 1970.

Les crues réellement catastrophiques de la Moselle à Cochem, depuis 1818 et, en fait, depuis février 1784, ont été celles de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920, avec des cotes respectives de 9,24 m et de 9,14 m. Onze crues ont atteint ou dépassé 8 m à l'échelle de Cochem depuis 1818, celles de février 1844 avec 8,95 m (1), de février 1850 avec 8,87m, de décembre 1947 - janvier 1948 avec 8,80 m, de janvier 1820 avec 8,68 m, de novembre 1882 avec 8,63 m, de novembre 1924 avec 8,58 m, de janvier 1955 avec 8,30 m, de janvier 1918 avec 8,17 m, de mars 1845 avec 8,03 m, de novembre 1824 et de janvier 1841 avec 8,00 m.

Enfin, sur les crues comprises entre 7 m et 8 m, six seulement ont enregistré une cote inférieure à 7,36 m hauteur d'eau exceptionnelle pour la saison chaude relevée à Cochem lors de la très récente crue de mai 1970. Ainsi, la crue de mars 1876 n'est montée qu'à 7,19 m, les intumescences de décembre 1836 et de janvier 1853 n'ont pas dépassé 7,06 m et celles de décembre 1882 et de novembre 1910 7,04 m. En tous ces cas, la cote de débordement grave fut néanmoins atteinte.

Les valeurs des débits maximaux bruts et spécifiques, regroupées dans le tableau LIX, ne concernent que les crues graves du XXe siècle, cer-

(1) La crue de février 1844 fut redoutable tant dans le bassin supérieur à Epinal les 25 et 26 que dans le bassin moyen et inférieur les 26, 27 et 28 sur la Moselle, sur le Madon, sur la Meurthe et sur la Sarre. De nombreuses localités furent alors gravement inondées. La Meuse connut alors une de ses crues les plus catastrophiques (M. Champion, 1863).

TABLEAU LVIII COTES MAXIMALES DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DES GRAVES CRUES DE SAISON FROIDE (1) ENTRE 1784 ET 1970.

	F 1784	D 1919	Jr 1820	N 1824 - D 1824	D 1836	Jr 1841	F 1844	Ma 1845	Av 1848	F 1850	Jr 1853	Jr 1861	Ma 1876
Moselle													
Remiremont													
Epinal							3,74(25)						3,54(13)
Toul							3,60(26)						3,37(13)
Millery							5,10(26)						4,98(14)
Metz	4,54(28)			5,83(30)			7,20(27)						6,58(14)
Uckange													
Besch		6,23(24)	6,83(20)	6,02(31)	5,57(10)	4,32(15)	5,57(10)	6,91(29)	3,90(22)	5,49(2)	4,13(14)	5,15(1)	5,14(15)
Trier	8,79(27)	5,02(24)	4,81(20)	8,08(31)	6,12(10)	6,12(15)	7,38(27)	6,91(29)	5,81(23)	7,06(3)	5,96(14)	6,59(1)	5,80(14)
Bernkastel-Cues				7,85(1)			8,32(28)						6,60(14)
Cochem	11,20(28)	7,51(25)	8,68(21)	8,00(1)	7,06(11)	8,00(16)	8,96(28)	8,03(30)	7,38(24)	8,87(4)	7,06(2)	7,61(2)	7,19(14)
Madon													
Mirecourt													
Meurthe													
Saint-Dié													
Baccarat				2,20(29)									
Lunéville													
Malzéville				4,60(29)			3,00(26)						
- Vezouze													
Blâmont													
Lunéville													
- Mortagne													
Gerbéviller													
Sûre													
Ralingen													
Sarre													
Sarrebourg													
Sarralbe				3,72(29)									
Sarreguemines				7,37(29)									4,23(12)
Ecluse 27													
Saarbrücken	8,02(27)	6,85(23)	6,95(19)	8,53(29)	6,36(9)	7,69(13)	6,36(9)	7,53(28)	4,05(22)	7,11(2)	5,23(13)	6,43(1)	4,96(13)
Saarlouis		5,18(23)	5,39(19)	6,30(30)	4,66(10)	5,23(13)	5,73(27)	5,73(29)		5,68(3)	5,05(14)	5,13(1)	4,50(13)
Saarburg	7,39(27)	4,55(24)	4,86(20)	6,12(30)	3,85(10)	5,26(14)	5,18(27)	5,65(29)	3,77(23)	5,15(3)	4,87(14)	4,87(1)	3,95(13)
- Prims													
Nalbach													
- Nied													
Niedaltdorf													

(1) Le jour du maximum est indiqué entre parenthèses

- Cotes en mètres au-dessus de zéro de l'échelle

TABLEAU LVIII (suite)

	Jr 1880	N 1882	D 1882	N 1910	Jr 1918	D 1919 - Jr 1920	Jr 1920	N 1924	D 1925 - Jr 1926	N 1930	Jr 1941	D 1947 - Jr 1948	D 1952	Jr 1955	F 1958	F 1970
Moselle																
Remiremont				3,95(9)		3,90(24)	3,68(12)		3,40(28)			4,00(29)	2,93(21)	3,40(13)	320,(9)	3,42(23)
Epinal			3,20(27)	3,90(9)		4,05(24)	3,50(12)		3,00(28)	3,20(22)	1,66(21)	4,40(29)	2,58(21)	3,50(13)	2,98(9)	3,02(23)
Toul	3,25(2)	2,85(26)	3,00(28)	3,56(9)		3,76(24)	3,40(13)	3,38(2)	2,87(29)	3,10(22)	3,13(22)	4,62(30)	2,94(22)	3,53(13)	3,35(9)	2,63(24)
Millery	4,92(3)	4,15(26)	4,97(28)	5,25(10)		5,25(25)	4,55(13)	4,70(2)	4,29(29)	4,42(23)	4,96(22)	6,41(30)	3,80(23)	4,85(14)	4,85(9)	4,20(24)
Metz	6,58(3)		6,40(29)	6,94(11)		7,20(25)	4,60(13)					8,90(30)	5,00(23)	6,90(14)	6,90(10)	5,60(24)
Uckange				5,65(11)		5,90(25)						7,45(30)		5,95(15)	5,88(10)	
Besch	6,08(3)	5,92(26)	5,70(29)	5,98(11)	4,58(13)	6,46(26)	6,04(14)	6,08(4)	5,70(31)	5,48(24)	5,76(23)	7,62(31)	4,38(24)	6,22(15)	6,30(11)	
Trier	6,34(3)	7,00(27)	5,88(30)	5,96(12)	6,82(17)	6,85(26)	7,73(14)	7,38(4)	7,63(31)	6,57(24)	6,22(23)	7,85(31)	6,34(22)	7,40(17)	7,09(11)	
Bernkastel-Cues	7,14(4)		6,44(30)	6,74(12)						7,16(24)	6,56(24)	8,30(31)	6,84(22)	7,78(18)	7,43(11)	
Cochem	7,66(4)	8,63(28)	7,04(30)	7,04(12)	8,17(17)	7,68(27)	9,14(15)	8,58(4)	9,24(31 et 1)	7,70(24)	7,03(25)	8,80(1)	7,38(22)	8,38(18)	7,99(11)	7,41(25)
Madon																
Mirecourt				2,90(9)		2,40(24)				2,85(22)	2,80(22)	3,25(29)	2,14(21)	3,15(12)	2,75(8)	2,30(23)
Meurthe																
Saint-Dié				1,08(9)		2,53(24)					0,98(21)	2,50(29)	1,33(21)	2,04(13)	1,37(9)	1,08(23)
Baccarat				1,70(9)		2,80(24)						2,75(29)	1,35(21)	2,25(13)	1,37(9)	1,07(23)
Lunéville				2,45(10)		3,35(24)	2,00(12)	2,40(2)	2,38(29)	2,35(22)	2,50(21)	3,40(29)	2,17(22)	2,84(13)	2,68(9)	2,35(23)
Malzéville	3,40(2)		3,25(28)	3,90(10)		4,40(24)	2,78(13)	2,96(2)	2,80(29)	2,72(23)	3,76(22)	4,85(30)	2,34(22)	3,72(13)	3,88(9)	2,52(24)
- Vezouze																
Blâmont				1,85(9)		2,10(24)		1,62(2)				2,50(29)	1,39(21)	1,90(13)	1,67(9)	1,45(23)
Lunéville				2,80(10)		2,80(24)	2,20(12)	2,25(2)	2,27(29)	2,27(22)	2,20(21)	2,85(29)	1,81(22)	2,50(13)	2,70(9)	1,99(23)
- Mortagne																
Cerbéviller				2,60(9)		3,35(24)		2,65(2)	1,54(29)	2,00(22)	2,54(21)	2,70(29)	1,70(21)	2,78(13)	1,95(5)	1,70(23)
Sûre																
Ralingen				3,04(8)	5,75(16)	3,94(24)	5,05(12)	4,38(2)	4,81(31)			4,80(29)	4,85(21)	3,35(17)	2,66(10)	
Sarre																
Sarrebourg				2,98(9)		2,98(24)						3,35(29)		3,20(16)	3,40(9)	2,86(23)
Sarralbe	2,78(2)											3,63(29)		4,18(16)	4,47(9)	3,14(23)
Sarreguemines Ecluse 27	6,39(2)		4,54(27)	4,70(10)		5,55(25)						8,41(29)		5,83(16)	6,07(9)	4,30(23)
Saarbrücken	6,81(3)	7,61(26)	5,68(28)									9,66(30)			8,08(10)	
Saarlouis	5,50(3)	5,62(27)	4,82(28)	4,92(10)	4,95(17)	5,40(25)	5,60(13)	5,45(2)	5,20(30)	5,09(22)				6,68(17)	6,78(10)	
Saarburg	5,20(4)	5,70(27)	3,90(28)	3,70(10)	4,20(17)	4,12(25)	4,94(14)	5,20(3)	4,89(31)							
- Prims				1,50(9)	2,54(16)	1,60(24)	2,40(12)	2,26(2)	2,20(30)	2,00(22)						
Nalbach																
- Nied																
Niedaltdorf				2,86(9)	3,35(16)	2,81(25)	4,00(14)	3,60(3)	4,02(30)	3,60(22)						

TABLEAU LIX DEBITS MAXIMAUX DE LA MOSELLE ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DES GRAVES CRUES DE SAISON FROIDE (1910-1970) (1)

		N. 1910	D. 1919	Jr 1920	N. 1924	D 1925-Jr 1926	N. 1930	Jr.1941	D. 1947-Jr. 1948	D. 1952	Jr. 1955	Fr. 1958	Fr. 1970
Moselle													
Noirgueux	a												410(23)
	b												660
Epinal	a		[1000](24)						[1100](29)		440(13)	477(9)	551(23)
	b										362	392	453
Toul	a	[900](9)	[1000](24)	[850](13)	[850](2)	[600](29)			[1100](30)				555(24)
	b												165
Hauconcourt	a		[2000](23)						[2700](30)			2 200(10)	1 210(25)
	b											234	129
Besch	a	2 090(11)	2 460(26)	2 140(14)	2 170(4)	1 890(31)							
	b	181	213	186	188	164							
Trier	a	3 190(12)	3 760(26)	3 620(14)	3 300(4)	3 530(31)	2 610(24)	2 450(23)	3 660(31)	2 240(22)	3 400(17)	3 100(11)	2 158(24)
	b	91	11	152	137	141	109	99	151	102	143	135	90
Cochem	a	2 515(12)	2 965(27)	2 020(15)	2 600(4)	2 100(31)	2 950(24)	2 540(25)	3 740(1)	2 750(22)	3 430(18)	3 180(11)	2 775(25)
	b	94	106	149	135	151	109	91	138	101	127	117	102
Vologne													
Jarménil-Chéniménil	a												90,6(23)
	b												247
Madon													
Pulligny	a								[360](29)				155(23)
	b												165
Meurthe													
Malzéville	a	[750](10)	[900](24)		[500](2)	[950](29)	[450](23)	[700](22)	[1350](30)		[560](13)		430(24)
	b												146
Sûre													
Ralingen	a	377(8)	590(24)	920(12)	710(2)	840(31)			838(29)	854(21)	458(17)	307(10)	
	b	88	135	214	170	196			195	199	107	71	
Attert													
Colmar-Berg	a											37,4(9)	13,4(25)
	b											126	45
Sarre													
Sarreinsming	a												233(23)
	b												132
Saarburg	a	759(10)	905(25)	1 200(14)	1 300(3)	1 190(30)							
	b	106	126	167	181	165							
Mettlach	a								1 450(10)	982(21)	1 240(17)	1 190(10)	712(24)
	b								203	137	173	166	99
Blies													
Reinheim	a											159(9)	179(23)
	b											88	100
Prims													
Nalbach	a												121(23)
	b												166
Nied													
Bouzonville	a												95,2(23)
	b												82

(1) a débit maximal brut instantané (m3/s)
b débit maximal spécifique instantané (l/s/km2)

Le jour du maximum est indiqué entre parenthèses.
Les valeurs des débits estimés sont indiquées entre crochets et ont été établies en particulier par Monsieur M. Pardé.

taines de ces valeurs sont, rappelons le, simplement estimées.

Les débits maximaux bruts des 13 crues retenues sont relativement élevés et dépassent toujours 2500 m 3/s.

Le maximum brut connu de la Moselle soit 4 100 m 3/s, a été enregistré à Cochem le 31 décembre 1925 au soir et le 1er janvier 1926 aux premières heures de la matinée, lors d'une crue que l'on peut qualifier de centenaire (1). Il est ainsi largement supérieur au maximum maximorum de la Seine à Paris en janvier 1910, soit 2300 à 2400 m 3/s pour un bassin de 44 320 km2 (M. Pardé, 1961). Le maximum brut de la Moselle est, par contre, proche de ceux de la Weser à Intschede en janvier 1841, soit 4 650 m3/s pour 37 906 km2, de la Saône à Lyon en novembre 1840, soit 4000 - 4300 m3/s pour 29 900 km2, de la Loire à Roanne en octobre 1846, du Lot à Cahors en mars 1783, de la Dordogne à Domme en janvier 1728, soit près de 4000 m3/s pour des bassins moins vastes, il est vrai, mais plus nettement soumis à une influence montagnarde (tableau LX) (2).

Au cours de crues moins catastrophiques, la Moselle a véhiculé en pointe à Cochem des débits bruts également très abondants : 4 020 m3/s le 15 janvier 1920, 3740 le 1er janvier 1948, 3680 m3/s le 4 novembre 1924, 3 430 m3/s le 18 janvier 1955, 3180 m3/s le 11 février 1958.

Les gonflements de novembre 1930, de décembre 1919, de février 1970, de décembre 1952, de novembre 1910 et de janvier 1941, ont revêtu eux-mêmes une réelle gravité avec des maximums compris entre 2500 et 3000 m3/s

---

(1) Certaines estimations antérieures attribuaient à cette crue de décembre 1925 - janvier 1926, un débit maximal de 4260 m3/s, qui semble avoir été surestimé (W. Eschweiler, 1959 b).

(2) Le débit maximal connu de la Meuse à Visé n'a atteint que 2950 m3/s le 1er janvier 1926, à l'issue d'un bassin de 20 802 km2, donc moins étendu que celui de la Moselle (J. Vereerstraeten, 1966).

T A B L E A U L X

CRUES RECORDS EN SAISON FROIDE DE LA
MOSELLE ET DE QUELQUES COURS D'EAU OCEANIQUES

Cours d'eau	Dates	S (km2) (1)	Q (m3/s) (1)	q (1) (1/s/km2)	A (1)
Bassins partiellement montagnards					
Moselle à Cochem	31/12/1925 et 1/1/1926	27.100	4.100	151	24,9
Dordogne à Domme	18 et 19/1/1728	8.705	4.000	460	43,0
Lot à Cahors	5/3/1783	9.170	4.000	436	42,0
Ain à Chazey	24/12/1918 et 25/2/1957	3.672	2.200	600	36,3
Saône à Lyon	5/11/1840	29.900	4.000-4.300	133-144	23,1-24,8
Doubs à Besançon	21/1/1910	4.900	1.700	346	24,2
Weser à Intschede	21/1/1841	37.906	4.650	122	23,9
Loire à Montjean	19/1/1843 et 1 et 2/12/1910	109.000	6.500	60	19,7
Bassins des régions de plaines et de plateaux					
Main à Schweinfurt	29/3/1845	12.721	2.000	157	17,7
Nahe à Grolsheim	21/12/1952	4.011	807	204	12,6
Tamise à Teddington	./11/1894	9.860	1.100	110	14,2
Maine à l'aval	2/12/1910	21.300	1.500-1.800	75-84	10,2-12,3
Seine à Paris	28/1/1910	44.300	2.300-2.400	52-54	10,9-11,4
Marne à l'aval	27/1/1910	13.700	850	66	7,5

(1) S : superficie du bassin.- Q : débit brut maximal .- q : débit spécifique maximal .- $A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$ coefficient de crue

d'après M. Pardé (1961)

et donc supérieurs à celui d'octobre 1930. Seule, la crue récente de saison chaude, en mai 1970, a écoulé un débit maximal de 2740 m3/s, soit pratiquement autant que la crue de décembre 1952.

En décembre 1925 - janvier 1926, comme d'ailleurs lors de toutes les crues graves ou très graves, l'apport de la Moselle s'est révélé décisif pour le gonflement du Rhin inférieur (Deuxième Partie - Chapitre VI).

Les débits maximaux spécifiques illustrent eux aussi parfaitement la puissance des crues de la Moselle. Il convient de rappeler cependant qu'ils diminuent, contrairement aux débits bruts, alors que la surface réceptrice augmente et leurs valeurs ne sont donc vraiment comparables que pour des surfaces analogues (M. Pardé, 1968).

Le maximum maximorum spécifique de la Moselle à Cochem en décembre 1925 - jenvier 1926, soit 151 l/s/km2, est proche de ceux de la Meuse à Visé (141 l/s/km2) et de la Weser à Intschede (122 l/s/km2), largement supérieur à celui de la Seine à Paris (52 à 54 l/s/km2), mais nettement inférieur à ceux du Lot à Cahors (436 l/s/km2) et de la Loire à Roanne (570 l/s/km2). L'influence montagnarde, sans être aussi nette que dans le cas de ces derniers cours d'eau, n'en est pas moins sensible pour la Moselle.

Lors des crues très graves, le maximum spécifique dépasse encore largement 125 l/s/km2 à Cochem, en janvier 1920, en décembre 1947 - janvier 1948, en novembre 1924 et en janvier 1955 (tableau LIX). Quant aux crues graves, leur écoulement spécifique maximal à Cochem varie de 95 à 125 l/s/km2. On retrouve ainsi les valeurs-types des maximums indiquées par M. Pardé (1968) pour les bassins océaniques de plaines et de plateaux couvrant plus de 10000km2.

On ne dispose que de peu de données pour les secteurs montagnards de notre bassin. Lors des montées de février 1970, le débit maximal spécifique de la Moselle n'a atteint que 660 l/s/km2 à Noirgueux et 453 l/s/km2 à Epinal,

celui de la Vologne à Jarménil n'a pas dépassé 247 l/s/km2, valeurs assez médiocres au total. Mais, si l'on admet les estimations avancées pour certaines crues, le maximum de la Moselle se serait élevé à près de 1000 l/s/km2 à Epinal le 24 décembre 1919 et à plus de 800 l/s/km2 le 29 décembre 1947, il aurait été donc proche des valeurs - limites proposées par M. Pardé pour les petits bassins de moyenne montagne en milieu tempéré océanique.

Les volumes totaux, qui constituent la somme des débits instantanés écoulés dans un temps donné, permettent également de caractériser la puissance des crues. Les volumes totaux véhiculés par la Moselle en crue ont été calculés uniquement à la station de Cochem (tableau LXII), on n'a retenu que les débits supérieurs à 1000 - 1065 m3/s, valeur minimale caractéristique des crues de saison froide.

La plus forte crue connue de la Moselle au XXe siècle a écoulé à Cochem près de 2,4 milliards de m3 en 13 jours, du 28 décembre 1925 au 9 janvier 1926 (1). Les volumes totaux débités par la Sarre à Saarburg et par la Sûre à Ralingen en 10 jours, du 27 décembre 1925 au 5 janvier 1926, ont été respectivement de 610 millions et de 450 millions de m3.

La Moselle a ainsi véhiculé à Cochem, en décembre 1925 - janvier 1926, une masse d'eau pratiquement aussi abondante que la Saône à Lyon lors de ses plus graves gonflements, mais en deux fois moins de temps (M. Pardé, 1925). Le volume total de la plus forte crue mosellanne est donc remarquable, bien qu'il n'atteigne pas l'importance de ceux observés à l'issue de bassins plus vastes. Rappellons simplement que le Rhône inférieur a dû écouler près de 15 milliards de m3 en octobre-novembre 1840.

Par ailleurs, les volumes véhiculés par la Moselle lors de ses

---

(1) Selon J. Vereerstraeten (1966), la Meuse aurait véhiculé dans le même temps à Visé près de 2,6 milliards de m3.

graves crues se classent dans un ordre indépendant de celui des maximums bruts, car, pour un volume total à peu près équivalent, les crues les plus rapides ont les maximums les plus prononcés.

C'est ainsi que les crues de décembre 1952 et de novembre 1910, relativement lentes et d'une gravité limitée, ont véhiculé en 11 et 12 jours pratiquement autant d'eau que les gonflements plus rapides et plus graves de janvier 1955 et de février 1958, en 8 et 9 jours. Les volumes débités en saison froide sont largement supérieurs à ceux qui caractérisent les crues de saison chaude.

L'apport de la Sarre est toujours considérable et il représente une part importante du volume total écoulé par la Moselle à Cochem : 26 % en décembre 1925 - janvier 1926, 29 % en décembre 1919 - janvier 1920, 30 % en janvier 1920, 33 % en février 1958.

La puissance modérée des crues de la Moselle, à l'issue d'un bassin moyen, ressort enfin et surtout des valeurs du coefficient de crue A.

Le coefficient A de la crue - record de décembre 1925 - janvier 1926 a été honorable avec 24,9, il correspond bien aux valeurs-types, comprises entre 40 et 20, considérées par M. Pardé (1961) comme caractéristiques des bassins océaniques intégrant des secteurs montagnards.

Le coefficient de crue de la Saône à Lyon en novembre 1840 aurait ainsi atteint 23,1 - 24,8, celui de la Weser à Intschede en janvier 1841 se serait élevé à 23,9 (tableau LX). Le coefficient A de la Loire à Montjean, au bassin beaucoup plus vaste que celui de la Moselle, n'a été par contre que de 19,7, lors des très graves crues enregistrées en janvier 1843 et en décembre 1910. Les crues maximales sur les cours d'eau provenant de régions exclusivement montagnardes et donc très arrosées ont des coefficients largement supérieurs à celui de la Moselle : 43 pour la Dordogne à Domme, 42 pour le Lot à Cahors, 36,3 pour l'Ain à Chazey.

La crue - record de la Moselle, bien que modérée, est plus puissante que celles des cours d'eau océaniques ne drainant que des régions de plaines et de plateaux, donc moins arrosées. Les coefficients de crue sont alors moyens et parfois même médiocres compris entre 18-20 et 6 : 17,7 pour le Main à Schweinfurt en mars 1845, 12,6 pour la Nahe à Grolsheim en décembre 1952, 11,2 pour la Tamise à Teddington en novembre 1894, 10,2 à 12,3 pour le Maine inférieur en décembre 1910, 10,9 à 11,4 pour la Seine à Paris en janvier 1910, 7,5 seulement pour la Marne inférieure également en janvier 1910.

Au cours des diverses crues graves et très graves du XXe siècle les coefficients de crue de la Moselle ont été certes moins élevés qu'en décembre 1925 - janvier 1926, ils ont été néanmoins supérieurs à ceux enregistrés en saison chaude, à l'exception toutefois du gonflement de mai 1970 (tableau LXII). Le coefficient A des crues très graves à Cochem a varié de 20 à 24, celui des diverses crues graves s'est abaissé à 15-20.

Localement, la puissance des crues de la Moselle peut être plus élevé qu'à Cochem. C'est ainsi que si l'un admet un débit maximal brut de 1000 à 1200 m3/s le 24 décembre 1919 à Epinal, à l'issue d'un bassin modeste de seulement 1215 km2, le coefficient A de la haute Moselle se serait élevé à plus de 30. M. Pardé (1961) a estimé à 31 - 34 le coefficient A de la plus forte crue connue sur la Moselle moyenne, à l'aval de la confluence de la Meurthe, le 30 décembre 1947, à partir d'un débit de pointe de 2600-2800 m3/s le même jour, le coefficient de crue de la Sarre n'a pas dépassé 17 à la station de Mettlach. Lors de la crue de février 1958, le coefficient A a atteint une valeur assez forte le 10 à Hauconcourt, soit 22,6 pour un débit maximal brut de 22 00 m3/s, alors qu'il n'a été que de 19,3 le 11 à Cochem.

La puissance somme tout assez élevée des crues de la Moselle tient à une influence montagnarde sensible jusqu'à l'aval du bassin, à une évolution simple dans l'ensemble et à des coefficients d'écoulement au total assez élevés.

4. - Des coefficients d'écoulement de crue assez élevés mais fort variables.

Les valeurs élevées des coefficients ou quotients d'écoulement de crue dans le bassin de la Moselle traduisent la conjonction originale des facteurs géomorphologiques, pédologiques, biogéographiques et climatologiques en saison froide.

L'abondance des averses hivernales, l'absence de toute interception, l'extrême médiocrité de l'évapotranspiration, la relative imperméabilité du bassin favorisent un ruissellement rapide des eaux et donc un coefficient d'écoulement élevé des crues, elles limitent par là même le déficit d'écoulement, à l'inverse de ce qui se passe en saison chaude.

Ces conditions générales favorables à l'écoulement peuvent être renforcées localement par le rôle des pentes, en particulier dans le massif vosgien, et occasionnellement par une saturation préalable des sols ou par l'existence d'une couverture de neige, dont la fusion peut aggraver les effets des précipitations. Le gel du sol, qui équivaut à une véritable imperméabilisation, intervient très rarement à l'échelle de tout le bassin, alors qu'il entre fréquemment en ligne de compte dans le bassin supérieur (Première Partie - Chapitre III).

Le tableau LXI rassemble quelques valeurs des coefficients d'écoulement qui ont pu être établies pour certaines crues graves et récentes de saison froide, tant à Cochem qu'à l'issue de certains bassins partiels. Ces valeurs moyennes ont été calculées pour chaque crue à dessein sur une brève période de 5 à 6 jours correspondants aux volumes nets, c'est-à-dire aux volumes écoulés dûs exclusivement aux averses responsables. Ces volumes nets diffèrent donc sensiblement des volumes totaux analysés précédemment.

Les quotients d'écoulement à Cochem varient selon la gravité des crues de 70 à 80 %. Le plus fort coefficient d'écoulement caractérise la crue catastrophique de décembre 1925 - janvier 1926 avec 80 %. Le volume d'eau écoulé par la Moselle du 29 décembre 1925 au 3 janvier 1926 a été d'environ 1,6 milliard de m3, tandis que le volume d'eau

T A B L E A U L X I

VOLUMES ECOULES ET COEFFICIENTS D'ECOULEMENT
LORS DE QUELQUES GRAVES CRUES DE SAISON FROIDE
DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1)

	Moselle-Epinal	Moselle-Hauconcourt	Sûre-Ralingen	Sarre-Saarburg	Sarre-Mettlach	Moselle-Cochem
24-29 décembre 1919 a			0,19	0,32		1,1
24-29 décembre 1919 b			76	74		69
12-17 janvier 1920 a			0,27	0,46		1,5
12-17 janvier 1920 b			90	85		79
29 décembre 1925 - 3 janvier 1926 a			0,34	0,43		1,6
29 décembre 1925 - 3 janvier 1926 b			89	79		80
29 décembre 1947 - 3 janvier 1948 a						1,5
29 décembre 1947 - 3 janvier 1948 b						71
9 - 14 février 1958 a	0,14	0,59			0,37	1,1
9 - 14 février 1958 b	87	84			86	73

(1) a volume écoulé (10^9 m3)
b coefficient d'écoulement de crue (%)

précipité par l'averse décisive des 27 et 28 décembre se serait élevé, selon nos estimations, à près de 2 milliards de m3, si on admet une tranche d'eau moyenne de 75 mm. La valeur élevée du quotient d'écoulement tint évidemment à l'abondance de l'averse mais aussi à une saturation poussée des sols, à la suite d'une première averse dès le 21 et le 22 décembre lors du même épisode pluvieux et également d'un épisode pluvieux dès le mois de novembre précédent, qui n'avait d'ailleurs entraîné qu'une crue médiocre (fig. 38, 39 et 79).

L'influence de la saturation des sols sur l'écoulement des crues apparait de façon encore plus nette lors des deux gonflements successifs de décembre 1919 - janvier 1920 et de janvier 1920. Le quotient d'écoulement de la première crue n'a pas dépassé 60 %, car, si le volume d'eau véhiculé par la Moselle inférieure entre le 24 et le 29 décembre 1919 a été de l'ordre de 1,1 milliard de m3, le volume d'eau abattu sur le bassin au cours de l'averse décisive des 23 et 24 décembre a dû approcher 1,6 milliard de m3, si l'on retient une lame d'eau moyenne de 60 mm (fig. 80, 81 et 82).

La crue de janvier 1920 a comporté un coefficient d'écoulement bien plus élevé, soit 79 %, non tant parceque l'averse des 12 et 13 janvier fut beaucoup plus abondante, la tranche d'eau moyenne précipitée ayant été estimée à 70 mm, mais surtout parce que les sols du bassin étaient déjà largement saturés depuis l'intumescence précédente (fig. 36, 37 et 83).

Le quotient d'écoulement de la très grave crue de décembre 1947 - janvier 1948 peut surprendre de prime abord, il n'a atteint, en effet, que 71 %. La Moselle a écoulé 1,5 milliard de m3 entre le 29 décembre 1947 et le 3 janvier 1948, c'est-à-dire autant qu'en janvier 1920, mais le volume d'eau abattu sur le bassin au cours de l'averse décisive des 27 et 28 décembre s'est élevé jusqu'à 2,1 milliards de m3, compte tenu d'une lame d'eau moyenne très abondante de 80 mm, dûe au caractère aberrant de l'averse (fig. 34, 35 et 84). Le déficit d'écoulement de la crue, l'un des plus élevés en saison froide, tint sans nul doute à l'assèchement très marqué et persistant des sols du bassin lors des saisons froide et chaude précédentes (Deuxième Partie - Chapitre IV). Par ailleurs, la fusion nivale était pratiquement réalisée

lorsque débuta l'averse et la part de la neige dans l'écoulement global ne fut que modeste (Première Partie - Chapitre III).

Il en est allé tout autrement en février 1958. Le coefficient d'écoulement de la première crue s'est élevé à 73 %, car, si le volume d'eau précipité au cours de l'averse des 7 et 8 février n'a pas dépassé 1,5 milliard de m3, pour une tranche d'eau moyenne de l'ordre de 55 mm seulement, le volume net écoulé, par la Moselle à Cochem entre le 9 et le 14 février a atteint néanmoins 1,1 milliard de m3 (fig. 91 et 93). On ne peut en ce cas invoquer une saturation exceptionnelle et préalable des sols ; c'est en définitive la coïncidence assez peu fréquente de la fusion nivale et du débit de l'averse qui a été responsable de l'écoulement honorable de la crue, alors que ni la lame de fusion de la neige, ni la tranche d'eau précipitée n'étaient remarquables. On saisit grâce à ces divers exemples la complexité de la genèse des crues en saison froide.

Les quotients d'écoulement des plus graves crues en saison froide sont largement supérieurs aux quotients propres à la saison chaude, à lames d'eau précipitées équivalentes. Ainsi, la tranche d'eau moyenne tombée sur le bassin au cours de l'averse des 12 et 13 janvier 1920, soit 70 mm, fut du même ordre que celle précipitée lors de l'averse exceptionnelle des 11 et 12 mai 1970, soit dans les deux cas un volume d'eau voisin de 1,9 milliard de m3. Or, la Moselle inférieure a débité du 12 au 17 janvier 1920 près de 1,5 milliard de m3, soit 79 % des précipitations, contre à peine 1 milliard de m3 du 12 au 16 mai 1970, soit 52 % du volume précipité, au cours d'un gonflement pourtant exceptionnel pour la saison chaude. Par ailleurs, les différentes averses cycloniques et relativement durables qui furent à l'origine de la crue modeste de mai 1958 ont totalisé elles aussi près de 70 mm, mais les pertes pour l'écoulement furent considérables puisque le quotient d'écoulement de cette crue ne dépassa pas 38 %

Les coefficients d'écoulement de la Moselle en saison froide correspondent assez bien aux valeurs-types signalées par M. Pardé (1948 et 1968)

pour les bassins fluviaux océaniques comportant des secteurs montagnards. Si les quotients d'écoulement n'excèdent pas 30 à 50 % pour des crues médiocres ou moyennes au coeur de l'hiver en Europe occidentale, ils atteignent 70 à 80 % pour les intumescences graves sur la Saône, le Lot et le Tarn par exemple (1).

Les valeurs des coefficients d'écoulement varient, de plus, suivant les secteurs du bassin de la Moselle en fonction des facteurs géomorphologiques et pédologiques. Les grandes crues de la Sûre inférieure à Ralingen présentent toujours un pourcentage d'écoulement plus élevé que les crues de la basse Sarre à Saarburg, ce qui s'explique aisément par la plus faible perméabilité du bassin de la Sûre (tableau LXI). Les effets indéniables de la saturation des sols sur le ruissellement superficiel en janvier 1920 ressortent des très forts coefficients d'écoulement à Ralingen et à Saarburg, soit respectivement 90 et 85 %. Le rôle de la fusion nivale, pouvant entraîner une certaine saturation des sols en plus de sa participation propre au gonflement fluvial, apparaît manifestement dans les valeurs élevées caractéristiques des bassins de la haute Moselle à Epinal, de la Sarre à Mettlach, de la Moselle moyenne à Hauconcourt en février 1958, soit 87,86 et 84 %.

Qu'elles soient graves, très graves ou catastrophiques, les crues de la Moselle en saison froide présentent en commun un certain nombre de caractères remarquables. Leur fréquence est faible par rapport à celle des crues médiocres ou simplement moyennes. Leur propagation est relativement rapide et leur évolution, simple ou complexe, est singulièrement perturbée par les apports de la Sarre. Leur puissance est le plus souvent moyenne et leur coefficient d'écoulement est élevé, mais variable, selon les secteurs du bassin.

Chacune de ces crues constitue néanmoins un phénomène hydrologique original et mérite, de ce fait, une étude particulière.

(1) La Meuse aurait eu, pendant sa très grave crue de décembre 1925 - janvier 1926, un quotient d'écoulement assez modéré, voisin de 49% (J. Vereerstraeten, 1966).

C. Quelques grandes crues récentes de saison froide.

Seules quelques crues catastrophiques, très graves ou graves, selon notre acception, ont été retenues pour analyse ; ce sont essentiellement des crues du XXe siècle et de la fin du XIXe siècle. La plupart des crues du siècle dernier ne peuvent être présentées faute de données climatologiques et hydrologiques suffisantes et, même au XXe siècle, les très forts gonflements fluviaux de janvier 1918, de novembre 1924 et de novembre 1930 ne peuvent valablement faire l'objet d'une étude détaillée (1).

D'autre part, ainsi qu'on l'a déjà signalé, certaines crues, qui ont pu revêtir, une réelle gravité sur d'autres cours d'eau océaniques, n'ont pas été prises en considération, car elles n'ont pas atteint 7 m à l'échelle de Cochem , telles les montées de janvier 1895, de mars 1896, de février 1897 et de janvier 1910 (2).

On envisagera successivement, compte-tenu de leur gravité, la crue de décembre 1925 - janvier 1926, la plus catastrophique de toutes surtout à l'aval du bassin, les deux intumescences d'inégale puissance de décembre 1919 - janvier 1920 et de janvier 1920, les deux montées de décembre 1947 - janvier 1948 et de janvier 1948, la première ayant pris un caractère exceptionnel dans le bassin moyen, la très grave crue de janvier 1955, les deux graves crues de février 1958, les deux gonflements de février 1970, la grave crue de décembre 1952 et les graves crues de novembre 1910 et de décembre 1882.

(1) Lors de la très grave crue de novembre 1924, le débit maximal brut de la Moselle à Cochem a dû approcher, suivant nos estimations, 3600 m3/s le 4, soit un débit spécifique de 135 l/s/km2 (tableau LIX) ; le coefficient A de la crue se serait donc élevé à 22,3. L'intumescence de novembre 1930 fut nettement moins grave, le cours d'eau a dû véhiculer en pointe le 24 2980 m3/s, soit un débit spécifique de 109 l/s/km2 ; le coefficient A aurait été encore honorable avec 17,9.

(2) C'est au cours de l'averse décisive et classique du 19 janvier 1910 que le maximum pluviométrique connu de 192,4 mm a été relevé dans les hautes Vosges, au lac de la Lauch (Première Partie, Chapitre III).

Les caractéristiques communes à ces crues ayant été déjà évoquées précédemment, on insistera sur l'originalité propre à chacune d'entre elles, qu'il s'agisse de sa genèse, de son évolution et de sa puissance, ainsi que sur les inondations et sur les dommages causés.

1. - La crue de décembre 1925 - janvier 1926. Sa puissance exceptionnelle à l'aval du bassin.

A la fin de l'année 1925 et tout au début de 1926 une montée générale des eaux fut observée sur nombre de cours d'eau de l'Europe occidentale ; la Meuse enregistra ainsi une de ses crues les plus fortes (J. Vereerstraeten, 1966) et le Rhône connut un important gonflement (M. Pardé, 1928a).

La crue de la Moselle en décembre 1925 - janvier 1926 est sans nul doute la plus grave depuis février 1784. Les conditions particulières de sa genèse et de son évolution expliquent qu'elle ait atteint une puissance assez exceptionnelle, du moins à l'aval du bassin.

Lorsque se déclancha l'averse décisive des 27 et 28 décembre 1925, les sols du bassin étaient déjà largement saturés à la suite de précipitations notables dès novembre et d'une première averse préparatoire les 21 et 22 décembre.

Les précipitations des 27 et 28 décembre furent abondantes sur l'ensemble du bassin (fig. 38 et 39) et nous avons pu estimer la lame d'eau abattue en 48 heures à peu près de 75 mm. L'averse présenta un caractère nettement aberrant en ce sens que les pluies sur le massif vosgien ne furent que modérées, alors que l'Ardenne, le haut Eifel et surtout le Hunsrück furent exceptionnellement arrosés. L'existence de deux zones d'assez forte pluviométrie dans le bassin inférieur fut déterminante pour l'évolution de la crue. La neige ne joua aucun rôle notable dans ce gonflement, elle avait pratiquement disparu même sur les hautes Vosges quand débuta l'averse.

Comme la plupart des crues de saison froide, la crue de décembre 1925 - janvier 1926 fut relativement rapide, sa vitesse moyenne de translation n'excéda pas néanmoins 7,8 km à l'heure dans la section Trèves-Cochem, par suite de débordements inhabituels (tableau LVI).

Cette crue complexe eut, somme toute, une évolution très classique avec deux maximums distincts liés à chacune des deux averses (fig. 79). maximum principal correspondit en toutes les stations à la seconde averse de beaucoup la plus abondante. Dans le cas de la Sarre, au bassin perméable, la première averse n'entraîna d'ailleurs qu'une montée très limitée des eaux à Sarrelouis.

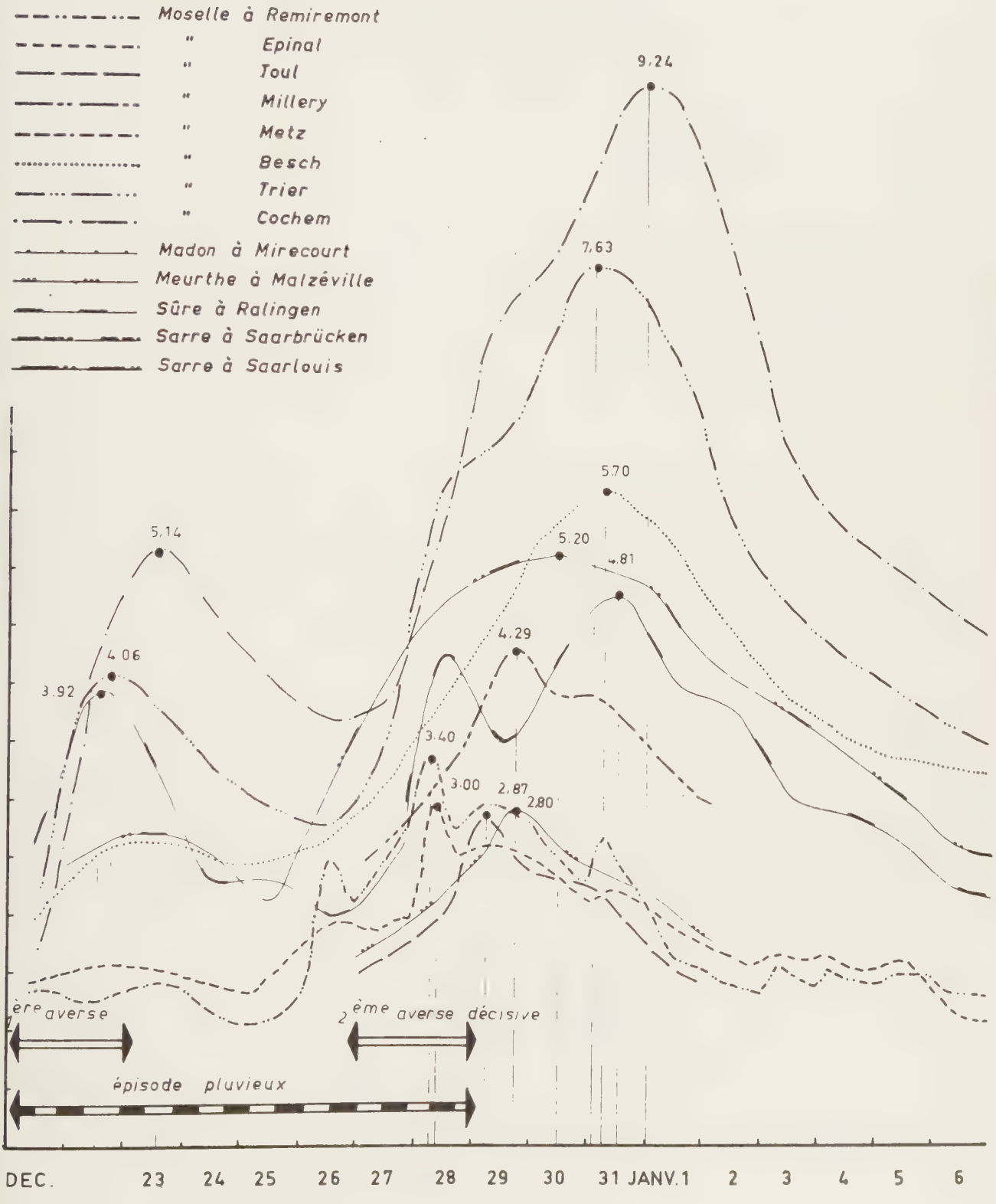
Lors de la phase principale, le flot de la Meurthe accusa un léger retard sur l'onde vosgienne de la Moselle et le maximum de la Sarre ne précéda que de quelques heures celui de la Moselle moyenne. Cette concordance assez nette à la confluence de la Sarre entraîna un gonflement très grave du cours d'eau dès Trèves ; il prit une allure catastrophique à Cochem, du fait des apports très abondants de nombreux petits affluents : Kyll, Salm, Lieser.....

Cette genèse particulière explique que la crue n'ait eu qu'une gravité relative dans les bassins supérieur et moyen, alors qu'elle fut catastrophique à l'aval.

Si la Moselle supérieure et moyenne dépassa largement sa cote d'alerte en la plupart des stations (tableaux LVIII et LII), sans créer d'ailleurs d'inondations très graves, la Meurthe et ses principaux affluents, la Vezouze et la Mortagne, n'atteignirent même pas leur cote de débordement grave.

Selon diverses estimations, le débit brut maximal de la Moselle à Toul aurait été seulement de 600 m3/s le 29 décembre, celui de la Meurthe

FIG. 79 LA CRUE DE LA MOSELLE EN DECEMBRE 1925-JANVIER 1926.



à Malzéville n'aurait pas excédé le 29 également 350 m3/s, valeur qui semble toutefois sous-estimée. La Sûre, quant à elle, dut écouler en pointe 840 m3/s à Ralingen le 31 décembre et la Sarre à Saarburg 1190 m3/s le même jour, c'est-à-dire presque autant qu'en janvier 1920, mais nettement moins qu'en décembre 1947 (tableau LIX).

Alors que le maximum brut de la Moselle à Trèves ne s'éleva qu'à 3 530 m3/s le 31 décembre 1925 et fut donc inférieur à celui de décembre 1947, le débit maximal brut à Cochem fut d'au moins 4 100 m3/s, c'est-à-dire le plus abondant de toutes les crues connues, grâce aux apports des petits affluents descendus de l'Eifel et du Hunsrück qui n'ont pu malheureusement être chiffrées.

L'importance du maximum spécifique à l'issue du bassin, soit 151 l/s/km2 est à mettre en relation avec le très fort coefficient d'écoulement de la crue voisin de 80 %. La puissance assez remarquable de la crue sur le cours inférieur de la Moselle ressort parfaitement de la valeur élevée du coefficient A, soit 24,9 (tableau LXII).

La crue de décembre 1925 - janvier 1926, que nous avons pu qualifier de crue centenaire à Cochem, témoigne, tout comme les plus graves étiages de saison chaude, du caractère relativement immodéré et irrégulier du régime mosellan (Deuxième Partie - Chapitre III). Le rapport du maximum maximorum au module a atteint ainsi 13,7, valeur assez forte pour le milieu tempéré océanique, mais inférieur pourtant à celles qui caractérisent les régions méditerranéennes (1) ; ce rapport peut s'élever de 50 jusqu'à 100 pour de nombreux cours d'eau dans ce domaine (J.R. Vanney, 1970).

La crue de décembre 1925 - janvier 1926 a déterminé des inondations sur le cours inférieur de la Moselle, mais d'une gravité moindre que sur le Rhin inférieur en aval de la confluence (A. Soldan, R. Seifert et W. Friedrich, 1929).

(1) Dans le cas d'un régime vraiment modéré, le rapport du débit maximal brut connu au module n'excède pas généralement 5 (M. Pardé, 1949).

TABLEAU LXII CARACTERISTIQUES DE QUELQUES CRUES GRAVES ET RECENTES DE LA MOSELLE A COCHEM EN SAISON FROIDE.

	Nombre de jours supérieurs à 1000 m3/s -dates	Volume total écoulé (10^9 m3)	Débit maximal brut (m3/s)	Débit maximal spécifique (l/s/km2)	Coefficient A	Rapport au module annuel
Décembre 1925-janvier 1926	13 28/12/1925-9/1/1926	2,4	4100	151	24,9	13,7
Janvier 1920	8 12-19/1/1920	1,7	4020	149	24,4	13,5
Décembre 1947-janvier 1948	10 29/12/1947-7/1/1948	2,0	3740	138	22,9	12,5
janvier 1955	9 14-22/1/1955	1,6	3430	127	20,6	11,5
Février 1958	8 9-16/2/1958	1,3	3180	117	19,3	10,7
Décembre 1919-janvier 1920	13 23/12/1919-4/1/1920	2,2	2965	108	17,8	9,9
Février 1970			2775	102	16,8	9,3
Décembre 1952	11 20-30/12/1952	1,6	2750	101	16,6	9,2
Novembre 1910	12 4-15/11/1910	1,4	2535	94	15,5	8,5

D'une puissance inaccoutumée, cette crue, qui écoula au total 2,4 milliards de m3 en 13 jours, n'eut pas de conséquences véritablement catastrophiques dans la vallée de la Moselle inférieure, au lit majeur très réduit (fig. 7 A) (Première Partie - Chapitre I). Elle fut, par contre, responsable pour une grande part des très graves débordements du Rhin inférieur dans sa vallée, du bassin de Neuwied jusqu'à la plaine néerlandaise (Deuxième Partie - Chapitre VI).

Dans l'ensemble du cours inférieur , les localités riveraines de la Moselle furent relativement bien protégées des inondations par les routes et le talus de la voie ferrée jouant le rôle de digue. Certaines d'entre elles virent néanmoins leurs bas quartiers envahis par les eaux, ce fut le cas notamment à Schweich (fig. 7 B), à Traben, à Zell, à Ediger, à Cochem, à Moselkern, à Burgen et à Lay.

C'est à Coblence que l'inondation fut la plus grave tant sous l'action des eaux de la Moselle que du Rhin ; 14 000 personnes furent sinistrées en totalité ou en partie. Le montant des dommages causés par l'inondation n'a pu être dressé avec précision, mais le gouvernement allemand dut fournir une aide aux collectivités et aux particuliers.

Aux dégâts immobiliers s'ajoutèrent les dommages causés à l'agriculture, par suite de l'érosion des sols spécialement dans le vignoble mosellan, et les pertes de frêt subies par les compagnies de transport du fait de l'arrêt total de la navigation sur la Moselle et la Sarre pendant près de 15 jours.

Ainsi la crue la plus puissante de la Moselle au cours des deux derniers siècles fut modérée dans les bassins supérieur et moyen et n'a pas entraîné de débordements vraiment désastreux dans le bassin inférieur. La configuration particulière de la vallée et du lit fluvial, ainsi que la pente accrue dans la traversée du Massif Schisteux Rhénan, favorisent un écoulement assez rapide des eaux entre Trèves et Coblence, sans grandes possibilités de débordement dans un lit majeur le plus souvent réduit.

2. - Les crues de décembre 1919 - janvier 1920 et de janvier 1920. La puissance remarquable de la seconde crue à l'aval du bassin.

La période de décembre 1919 à janvier 1920 a été également riche en crues océaniques. La Moselle, comme le Doubs et la Saône, l'Yonne, la Marne et la Seine, a enregistré deux montées remarquables en ces deux mois.

La Moselle a connu deux crues différentes, celle de fin décembre 1919 - début janvier 1920 et celle de la mi-janvier 1920, dûes à deux épisodes pluvieux successifs. A la différence de la période célèbre de décembre 1947 à janvier 1948, la première crue, à caractère complexe, a été nettement moins grave que la seconde à évolution simple.

La montée de décembre 1919 - janvier 1920 offre tous les signes de la complexité. Elle fut déclanchée par la première averse d'un épisode pluvieux qui dura du 22 au 29 décembre. Sa genèse fut donc quelque peu différente de celle de la crue complexe de décembre 1925 - janvier 1926.

L'averse décisive du 22 au 24 décembre fut en réalité d'une abondance seulement moyenne ; la lame d'eau moyenne abattue sur le bassin a été de l'ordre de 60 mm. La répartition des précipitations fut classique et certains hauts sommets vosgiens reçurent parfois plus de 300 mm en 48 heures et plus de 150 mm en 24 heures (fig. 80 et 81). La seconde averse des 28 et 29 décembre fut légèrement moins abondante et elle détermina un second maximum à peine inférieur au premier.

Le déclenchement de la crue dès la première averse s'explique aisément par une assez forte saturation des sols consécutive à des pluies préparatoires sur le bassin à la fin de novembre et au début de décembre 1919. La neige n'intervint que faiblement dans l'écoulement de la crue, à l'exception toutefois du bassin supérieur de la Moselle.

La propagation de la crue ne présente pas de caractéristiques

FIG.80 PRECIPITATIONS DU 22 AU 25 DECEMBRE 1919.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

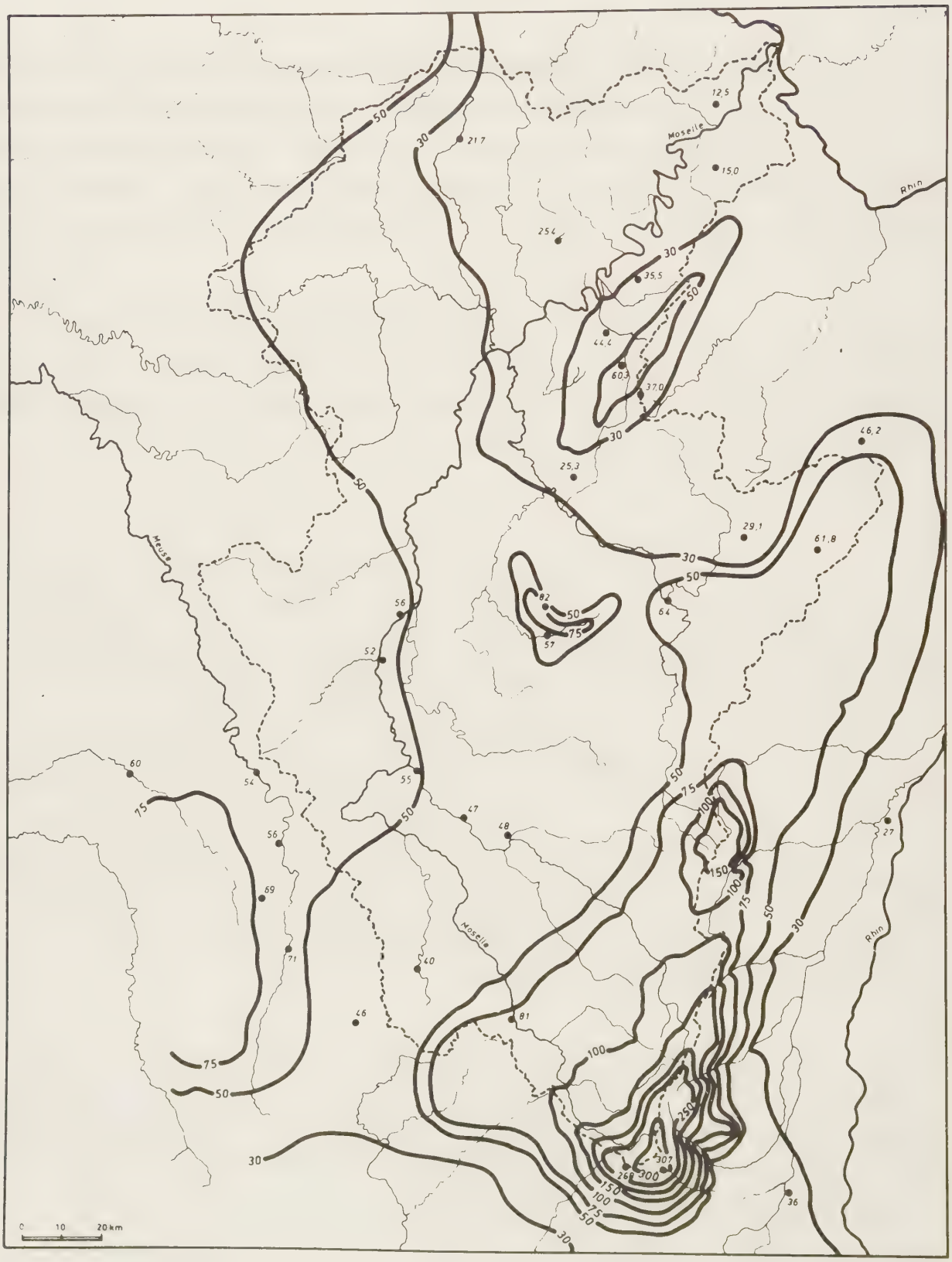
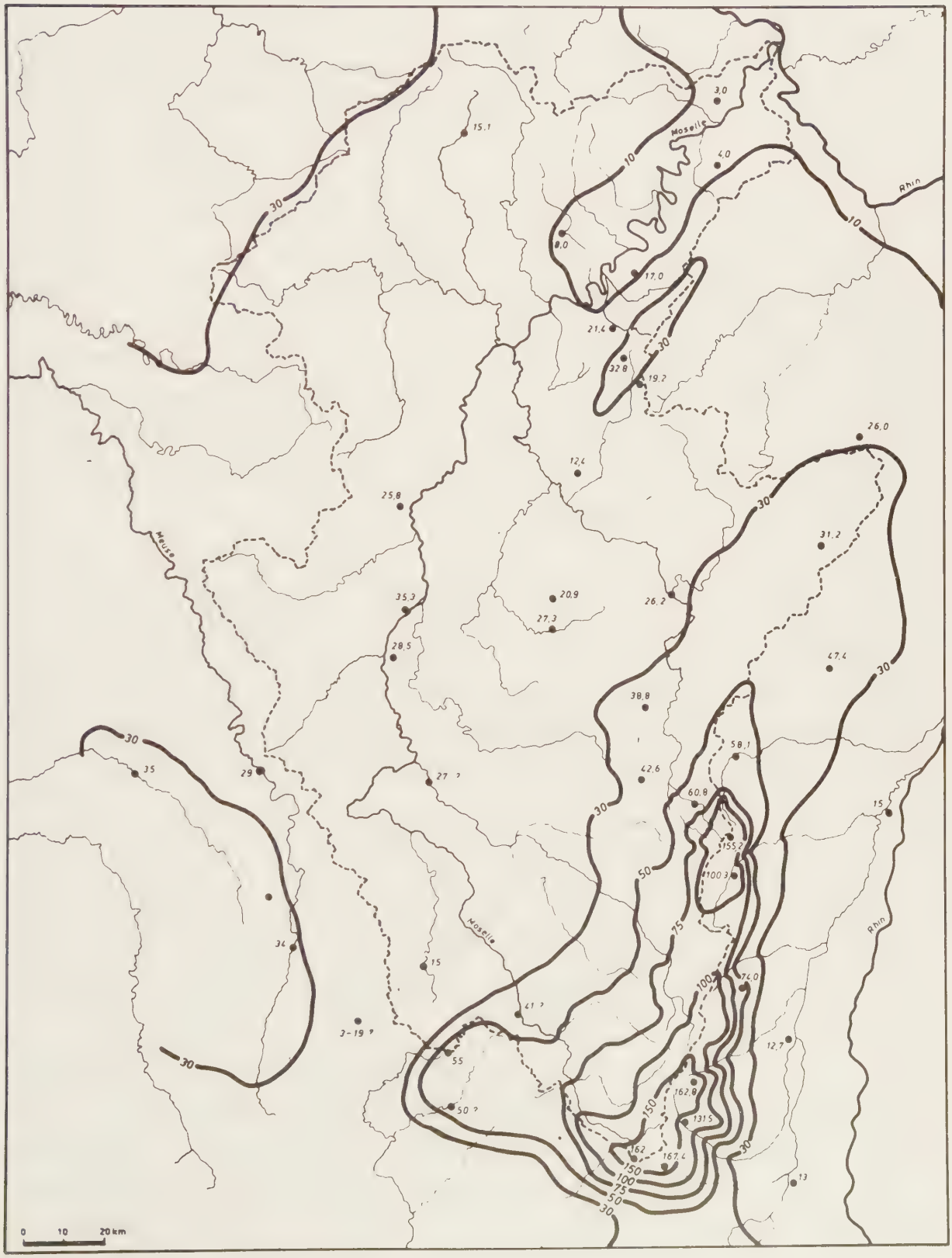


FIG.81 PRECIPITATIONS DU 24 DECEMBRE 1919.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE



bien originales et sa grande rapidité entre Trèves et Cochem, voisine de 10 km/heure, tint à l'absence d'inondations notables. L'évolution tout à fait classique avec deux maximums inégaux et distincts, fut sensible jusqu'à l'aval. Lors de la première phase, le flot abondant de la Moselle supérieure parvint à Konz presque en même temps que celui de la Sarre, fort modeste d'ailleurs (fig. 82).

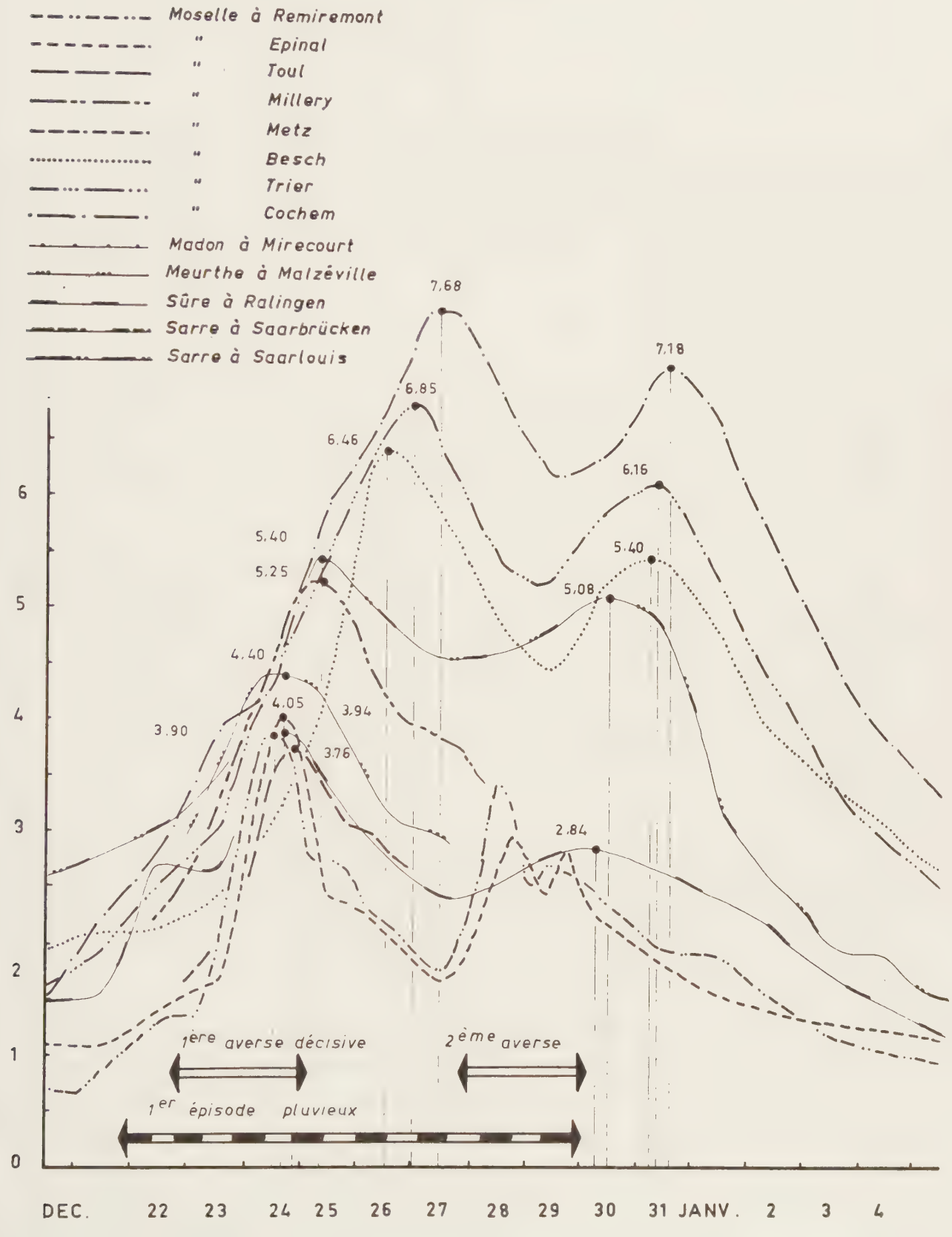
La première montée des eaux fut très grave dans les bassins supérieur et moyen. La cote de débordement grave fut largement dépassée en toutes les stations de la Moselle et de ses principaux affluents (tableaux LVIII et LII). Nombre de cotes maximales ont été de peu inférieures à celles qu'on releva par la suite en décembre 1947 - janvier 1948 : 3,90 m à Remiremont, 4,05 m à Epinal le 24 décembre 1919. Certaines hauteurs d'eau enregistrées en ce mois de décembre sur la haute Meurthe et la Mortagne ne furent pas dépassées même lors du cataclysme de 1947-1948 : 2,53 m à Saint-Dié, 2,80 m à Baccarat, 3,35 m à Gerbéviller.

La Moselle supérieure aurait ainsi écoulé près de 1000 m3/s à Epinal lors du maximum, soit pratiquement autant qu'en décembre 1947 ; à Toul, le débit de pointe aurait été également voisin de 1000 m3/s (tableau LIX). Le débit maximal brut de la Meurthe à Malzéville, avec 900 m3/s, aurait été aussi abondant que celui de la Sarre à Saarburg. La Moselle moyenne entre Metz et Besch aurait véhiculé un maximum d'au moins 2000 m3/s.

Par suite de débordements assez étendus dans le cours supérieur et moyen et des apports seulement modérés de la Sûre et de la Sarre, le gonflement de la Moselle inférieure à Trèves et à Cochem fut grave sans plus. Le niveau maximal des eaux n'a pas éxcédé 7,68 m à Cochem et le débit maximal brut n'a pas atteint 3000 m3/s, soit une valeur spécifique de 108 l/s/km2.

La puissance seulement moyenne de la crue, avec un coefficient A voisin de 17,8, tint à un quotient d'écoulement très modéré (69 %). La succession de deux montées graves du 23 décembre 1919 au 4 janvier 1920 explique néanmoins que le volume total écoulé à Cochem ait été considérable et proche de 2,2 milliards de m3 (tableau LXII).

FIG. 82 LA CRUE DE LA MOSELLE EN DECEMBRE 1919-JANVIER 1920.



La crue complexe de décembre 1919 - janvier 1920 est donc originale tant par les conditions de sa genèse que par les caractères de son évolution. Elle n'a causé de débordements vraiments importants que dans le bassin supérieur de la Moselle et elle n'a revêtu à l'aval qu'une gravité toute relative.

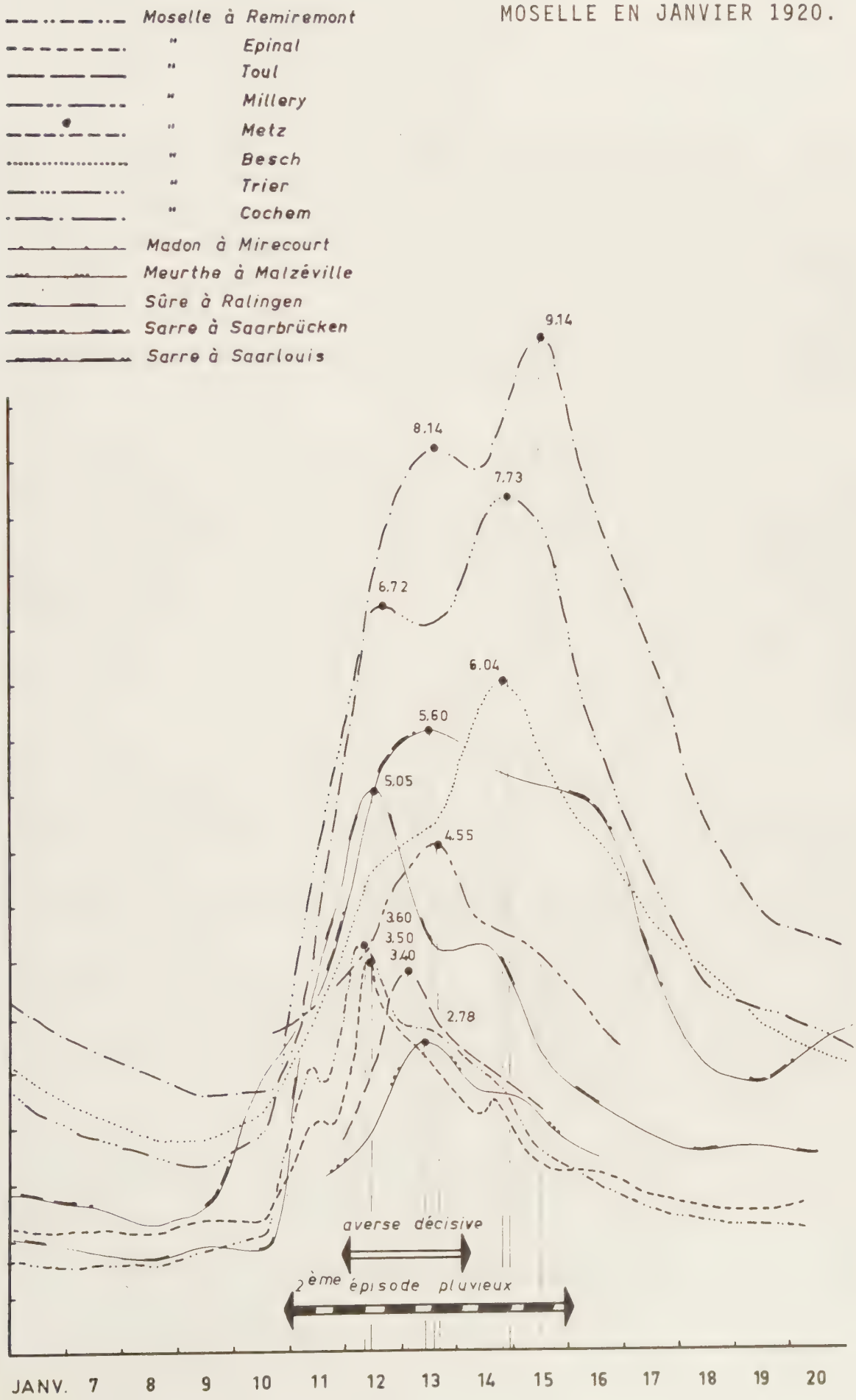
La crue simple qui suivit au cours du mois de janvier 1920 fut fort différente. Sa puissance fut modérée sur le cours supérieur et moyen, mais presque aussi redoutable qu'en décembre 1925 - janvier 1926 à l'aval, du fait du caractère partiellement aberrant de l'averse décisive.

L'épisode pluvieux du 11 au 15 janvier 1920 ne comporta qu'une averse durable, les 12 et 13 janvier (fig. 36 et 37). Les précipitations furent assez abondantes sur le massif vosgien, mais, si le Hunsrück et l'Ardenne furent très arrosées, l'Eifel fut peu affecté par l'averse. La tranche d'eau moyenne abattue sur le bassin a dû être voisine de 70 mm, selon nos estimations, mais elle ne fut que faiblement renforcée par la fusion nivale.

La vitesse de propagation du maximum entre Trèves et Cochem fut légèrement supérieure à celle qui fut enregistrée en décembre 1925 - janvier 1926, elle atteignit 8,6 km/heure par suite de débordements un peu moins graves dans cette section (tableau LVI).

L'évolution générale de la crue fut simple, mais l'allure de l'hydrogramme et spécialement la rapidité de la phase ascendante révèlent une très forte saturation des sols dès le début de l'averse, saturation qui détermina un coefficient d'écoulement élevé tant sur la Moselle à Cochem que sur la Sarre à Saarburg, et sur la Sûre à Ralingen (tableau LXI). Par ailleurs, la grande concordance des flots de la Moselle moyenne et de la Sarre fut responsable de l'extrême gravité de l'intumescence à Cochem (fig. 83).

FIG. 83 LA CRUE DE LA MOSELLE EN JANVIER 1920.



Le gonflement du cours d'eau fut plus marqué qu'en décembre 1925 dans les bassins supérieur et moyen et la Moselle dépassa sa cote de débordement grave pratiquement dans toutes les stations (tableau LVIII et LII). Le débit maximal brut de la Moselle aurait atteint 850 m3/s le 13 janvier 1920 à Toul contre seulement 600 m3/s le 29 décembre 1925, on l'a vu. La crue de la Sarre à Saarburg fut aussi puissante qu'en décembre 1925, avec 1200 m3/s le 14 janvier, et la Sûre a écoulé l'un de ses plus forts débits connus, soit 920 m3/s le 12 janvier 1920.

De ce fait, et malgré les apports moins abondants des affluents issus de l'Eifel, la Moselle véhicula lors de son maximum à Cochem finalement presqu'autant d'eau qu'en décembre 1925 -janvier 1926, soit 4020 m3/s ou 140 l/s/km2. La puissance de la crue fut en définitive fort imposante avec un coefficient A égal à 24,4 (tableau LXII). Cependant, la crue fut évidemment moins durable que la crue complexe de décembre 1925 - janvier 1926 et le volume total d'eau écoulé en 8 jours à Cochem ne dépassa pas 1,7 milliards de m3.

Les inondations en janvier 1920 ont été également sensibles dans la vallée inférieure de la Moselle, mais elles ont été sans commune mesure avec celles qui ont affecté la vallée du Rhin inférieur, à l'aval de Coblence.

3. - Les crues de décembre 1947 - janvier 1948 et de janvier 1948. Le caractère catastrophique de la première crue dans le bassin moyen.

La période de décembre 1947 à janvier 1948 a été originale dans le bassin de la Moselle à plusieurs titres. Ce fut une période de crues graves dont on ne retrouve pas l'équivalent dans les bassins voisins, à l'exception de ceux de l'Ill et de la Meuse.

La Moselle a connu deux crues successives, mais toutes deux simples contrairement à la période de décembre 1919 à janvier 1920. Le premier gonflement fluvial, de la fin de décembre 1947 au début de janvier 1948, fut de beaucoup le plus grave, non pas à l'aval du bassin, mais sur le Plateau Lorrain.

La crue de la mi-janvier 1948 ne sera pas analysée, car elle n'eut jamais une réelle gravité même si la cote de débordement grave fut dépassée en certaines stations (fig. 84). La Moselle atteignit 6,98 m à Cochem le 17 janvier et la crue fut tout juste grave selon notre classification. Seule la montée de la Sarre à Sarrebrück fut importante avec un maximum de 7,65 m le 16 janvier, par suite du rôle des formations perméables du bassin qui restituaient encore les eaux emmaganisées fin décembre 1947 - début janvier 1948 lorsque survint le second épisode pluvieux.

La crue de décembre 1947 - janvier 1948 doit, au contraire, être envisagée en détail, car, du fait de sa genèse, son évolution et sa puissance furent particulièrement redoutables dans le bassin moyen de la Moselle. Les inondations catastrophiques qu'elles a entraînées étaient pratiquement inconnues jusqu'alors.

Lors de l'épisode pluvieux du 26 au 29 décembre 1947, une seule averse suffit à provoquer une montée brutale des eaux.

Les caractères particuliers de l'averse des 27 et 28 décembre ont déjà précisés (Première Partie - Chapitre III). Il suffira de rappeler que cette averse fut nettement aberrante et que, si le massif vosgien fut assez abondamment arrosé avec 250 à 300 mm en 4 jours et plus de 100 mm en 24 heures sur les plus hauts sommets, le Plateau Lorrain reçut dans sa partie méridionale une lame d'eau vraiment exceptionnelle pour la saison froide : 100 à 150 mm en 3 à 4 jours, 70 à 80 mm en 24 heures (1). A la différence des averses aberrantes de décembre 1925 et de janvier 1920, le bassin inférieur de la Moselle fut assez peu concerné ; l'Ardenne, l'Eifel et le Hunsrück ne reçurent pas plus de 75 à 100 mm en 3 ou 4 jours et 50 mm en 24 heures (fig. 34 et 35). Cette répartition originale de l'averse influença directement l'évolution et la puissance de la crue.

---

(1) La tranche d'eau précipitée en 24 heures fut néanmoins inférieure à celle enregistrée en mai 1970 sur le Plateau Lorrain en particulier dans le bassin de la Sarre.

La hauteur moyenne d'eau abattue sur le bassin a dû approcher 80 mm en 48 heures, selon nos estimations ; son abondance a donc été supérieure à celle de l'averse célèbre de décembre 1925. Le coefficient d'écoulement de la crue n'a pourtant pas dépassé 71 % à Cochem (tableau LXI) et le fort déficit observé tint, sans nul doute à l'assèchement exceptionnel des sols lors de la longue période d'étiages qui sévit depuis le début de l'hiver 1946 - 1947 jusqu'à la fin de la saison chaude 1947 (Deuxième Partie - Chapitre IV) (1).

La saturation des sols, assez peu perméables, a été cependant rapide au cours de l'averse, elle avait d'ailleurs été amorcée par la fusion nivale antérieure à l'averse, du moins dans les bassins supérieur et moyen.

La propagation de la crue comme son évolution reflètent parfaitement le rôle prédominant des précipitations liquides et le caractère inhabituel de leur répartition géographique.

L'onde unique de la crue se déplaça rapidement sur la Moselle et sur la Meurthe supérieure dans la journée du 29 décembre, à une vitesse variant de 8 à 10 km/heure. La vitesse de propagation fut encore voisine de 6,5 km/heure entre Epinal et Toul, malgré des débordements importants (tableau LVII).

Les flots de la Moselle moyenne et de la Meurthe parvinrent pratiquement en même temps dans la matinée du 30 décembre à la confluence à Pompey et cette concordance fut redoutable, car elle aggrava le maximum en dépit de débordements catastrophiques dans le lit majeur (fig. 84 et 85). La vitesse de translation resta très forte, de l'ordre de 4,5 km/heure, entre Millery et Metz. Ce n'est qu'à l'aval de Metz qu'elle s'abaissa à

---

(1) Cette valeur de 71% attribuée au coefficient d'écoulement à Cochem ne tient évidemment pas compte des apports dûs à la fusion nivale. La part de la neige dans l'écoulement de la crue à l'aval du bassin a dû être cependant faible, puisqu'elle aurait été voisine de 10% seulement dans le bassin moyen et de 30% au plus dans le bassin supérieur (M. Pardé, 1948).

2,5 km/heure du fait de l'extension exceptionnelle des inondations dans la plaine alluviale.

La concordance des flots élémentaires fut fort heureusement moins parfaite dans le secteur aval du bassin. L'onde de la Sûre atteignit la Moselle dès le 29 décembre et le flot très abondant de la Sarre précéda de près de 24 heures à Konz celui de la Moselle moyenne grossie par la Seille et l'Orne. Le maximum de la Moselle à Trèves, dû pour une grande part aux apports de la Sarre, fut observé le 31 décembre plusieurs heures avant celui du cours d'eau à Besch.

Ce décalage entre les intumescences de la Sarre et de la Moselle moyenne explique que le maximum du 1er janvier 1948 à Cochem ait été moins puissant qu'en décembre 1925 - janvier 1926 et qu'en janvier 1920, d'autant que les affluents de la Moselle inférieure ne connurent que des montées modestes. La vitesse de propagation du maximum entre Trèves et Cochem fut d'ailleurs plus élevée qu'en décembre 1925 - janvier 1926, par suite de débordements plus limités. Au total, l'onde de crue parvint en un peu plus de 3 jours à l'aval du bassin.

L'abondance exceptionnelle de l'averse des 27 et 28 décembre 1947 sur le Plateau Lorrain et la très remarquable concordance du flot de la Moselle avec celui de la Meurthe, comme d'ailleurs avec ceux du Madon et de la Seille, ont été responsables de la gravité extrême de la crue dans le bassin moyen jusqu'à Besch.

Les cotes maximales enregistrées dans la quasi-totalité des stations de la Moselle supérieure et moyenne, de la Meurthe et de la Sarre, sont les plus fortes connues depuis le début de ce siècle. C'est ainsi que la Moselle dépassa de 0,05 m à Remiremont le maximum de novembre 1910, de 0,35 m à Epinal celui de décembre 1919, de 0,86 m à Toul celui de décembre 1919, de 1,16 m à Millery celui de décembre 1919, de 1,70 m à Metz ceux de février 1844 e

FIG. 84 LES CRUES DE LA MOSELLE EN DECEMBRE 1947-JANVIER 1948 ET EN JANVIER 1948.

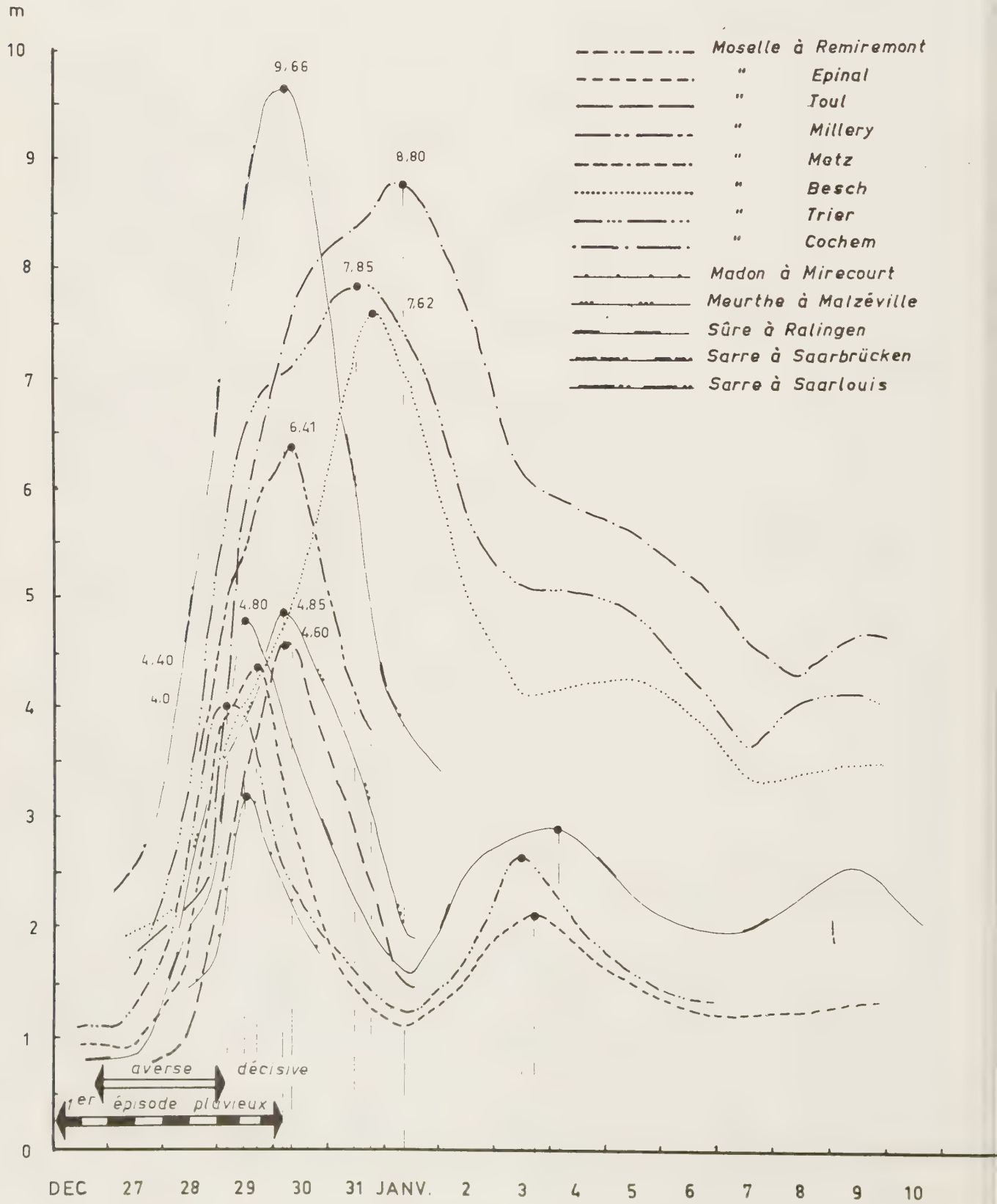
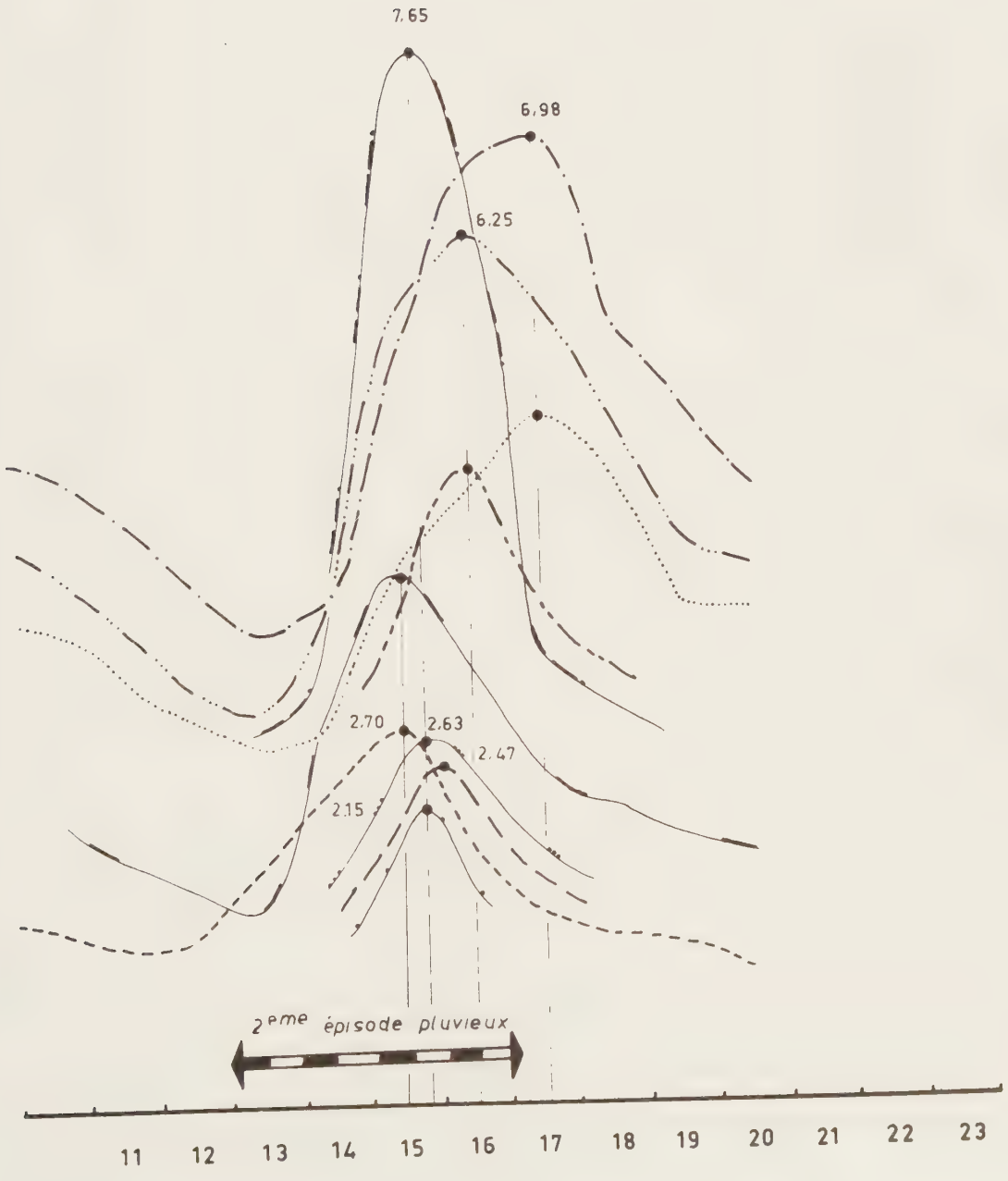


FIG.84bis (janvier 1948)



de décembre 1919, de 1,55m à Uckange celui de décembre 1919, de 0,79 à Besch, ce janvier 1820, de 0,12 m à Trèves même celui de janvier 1920 (tableau LVIII) (1). Avec 8,80 m, le 1er janvier 1948, la cote maximale de la Moselle à Cochem fut inférieure à celles de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920.

Si les cotes relevées sur la Meurthe supérieure et sur la Mortagne furent moins élevées qu'en décembre 1919, la Meurthe dépassa toutefois de 0,25 m à Lunéville et de 0,45 m à Malzéville le niveau remarquable de décembre 1919. Par suite de l'abondance de l'averse sur son bassin, la Sarre atteignit une hauteur critique dès Sarralbe et Sarreguemines et elle dépassa de 0,84 m à Sarrebrück le maximum de février 1784 (W. Semmler, 1951-1952).

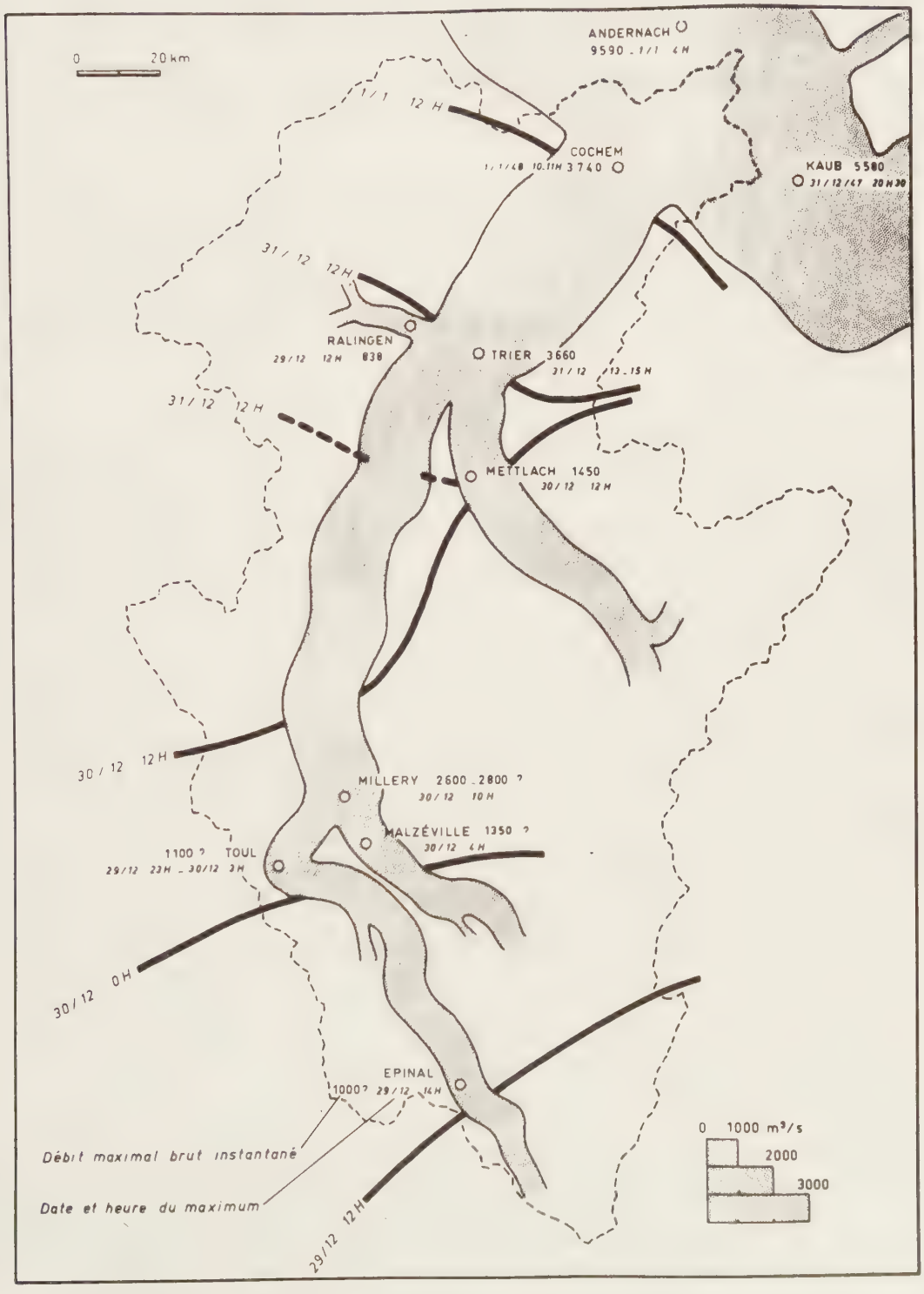
Selon diverses estimations assez concordantes (M. Pardé, 1948 et 1961 - Rapport, 1949), la Moselle supérieure a dû écouler le 29 décembre 1947 à Epinal un volume de pointe de 1000 à 1100 m3/s, soit une valeur spécifique de l'ordre de 900 à 1000 l/s/km2 (tableau LIX et fig. 85) (2). Le Madon aurait véhiculé le même jour pas moins de 360 m3/s dans son cours inférieur. Le débit brut maximal de la Moselle à Toul a dû dépasser, le 30 au matin, le record de décembre 1919 avec 1100 m3/s, soit un débit spécifique de 328 l/s/km2. De son côté et pratiquement à la même heure, la Meurthe aurait écoulé par moins de 1350 m3/s, soit un débit spécifique de 460 l/s/km2.

A l'aval de la confluence de la Meurthe, la Moselle a dû atteindre le 30 vers 12 heures le volume exceptionnel de 2600 à 2800 m3/s, soit un écoulement spécifique de l'ordre de 365 à 410 l/s/km2 (M. Pardé, 1961). Le débit maximal brut du cours d'eau ne s'est pas abaissé à l'aval de Metz malgré l'ampleur des débordements, par suite de l'apport exceptionnellement abondant de la Seille qui a été estimé à 500 - 600 m3/s lors du

(1) Le maximum de 7,85 m à Trèves le 31 décembre 1947 fut néanmoins inférieur à ceux de février 1784 (8,79m) et de novembre 1824 (8,08 m)

(2) J. Nicod (1949) a avancé un débit maximal voisin de 1400 m3/s à Epinal, qui est à notre sens très nettement surestimé.

FIG.85 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA CRUE DE LA MOSELLE EN DECEMBRE 1947-JANVIER 1948.



maximum (1).

La conjonction même imparfaite du flot de la Sûre, avec un débit de pointe voisin de 838 m3/s à Ralingen le 29 décembre, du flot de la Sarre, avec un débit record de 1450 m3/s à Mettlach le 30 décembre, et de celui de la Moselle moyenne détermina un maximum exceptionnel de 3660 m3/s le 31 décembre à Trèves, soit une valeur spécifique de 153 1/s/km2.

Le débit maximal à Cochem fut inférieur avec 3740 m/3/s le 1er janvier 1948 à ceux de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920. Néanmoins et en dépit d'un assez fort déficit d'écoulement, la Moselle écoula à cette station un volume total considérable, qui a approché 2 milliards de m3 en 10 jours.

Les valeurs du coefficient A en diverses stations du bassin reflètent,elles aussi, le caractère catastrophique de la crue sur le Plateau Lorrain. Le coefficient de crue n'a pas dépassé 22,9 à Cochem (tableau LXII) alors qu'il aurait atteint 31,3 à Epinal et 31 à 34 à l'aval de la confluence de la Meurthe (M. Pardé, 1961).

La crue de décembre 1947 - janvier 1948, que l'on peut considérer comme crue-type de 100 à 200 ans et peut être même de 500 ans dans le bassin moyen, selon les calculs de A. Morlat, témoigne mieux encore que l'intumescence de décembre 1925 - janvier 1926 du caractère immodéré et irrégulier du régime de la Moselle, d'autant qu'elle a fait suite à une période remarquable d'étiages de saison froide et de saison chaude. Le rapport du maximum maximorum au module aurait été ainsi de 17 à Epinal, de 22 à Millery, de 29 à Besch,contre 12,5 seulement à Cochem. C'est d'ailleurs dans la partie centrale du bassin que les inondations ont pris des proportions véritablement catastrophiques.

---

(1) Nous avons tenté de contrôler ces premières estimations et les valeurs auxquelles nous sommes parvenu ne s'en éloignent pas sensiblement. La valeur de 2700-3000 m3/s avancée pour le secteur Metz-Besch ne semble pas excessive, puisque la Moselle a écoulé, effectivement 2200 m3/s lors de la crue moins grave de février 1958.

L'ampleur des inondations dans les vallées moyennes de la Moselle, de la Meurthe et de la Sarre tint certes à l'abondance exceptionnelle de l'écoulement mais également à d'autres causes "accidentelles" : implantation d'habitations et d'établissements industriels dans le lit majeur sans protection vraiment efficace, présence d'obstacles divers dans le lit apparent consécutive à la destruction de nombreux ponts pendant la guerre de 1939 - 1945...

Les dégâts causés par la crue furent partout importants : détérioration des remblais des canaux et des ballasts des voies ferrées, destruction de nombreux ponts provisoires, submersions et dégradation de maisons particulières, d'usines ou d'entrepots, pertes subies par l'agriculture (1).

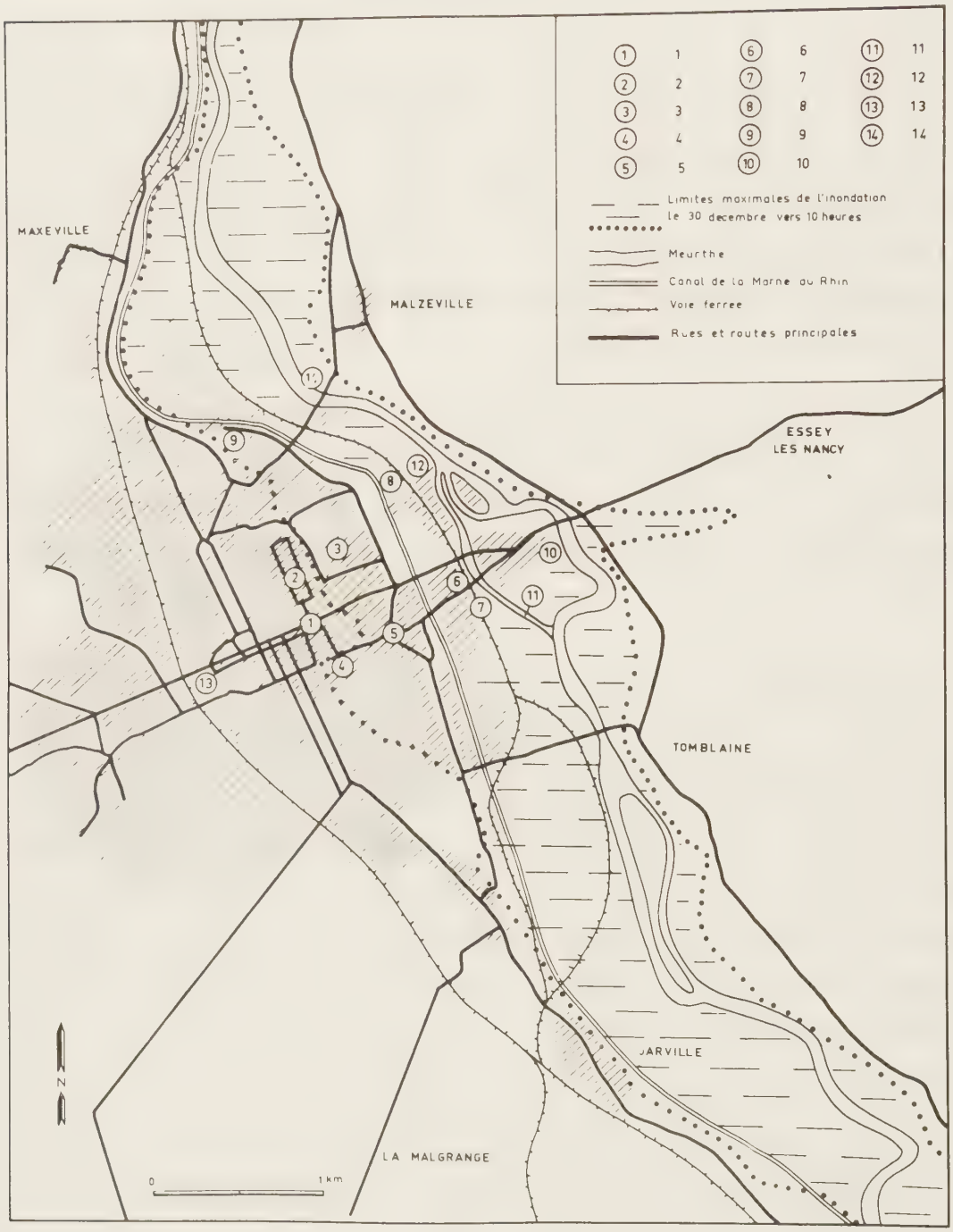
Les dégâts furent relativement limités dans la vallée de la Moselle en amont de Toul. L'inondation ne fut guère plus grave à Remiremont qu'en décembre 1919 et seuls les bas quartiers de Saint-Etienne-les-Remiremont, situés rive droite, furent touchés. Les eaux n'atteignirent que le centre-ville à Epinal ainsi que le quartier industriel à Golbey. L'inondation prit des proportions plus graves à Neuves-Maisons et à Pont-Saint-Vincent et les hauts-fourneaux et les laminoirs sis sur la rive droite furent envahis par les eaux. A Toul, les dégâts furent limités aux quartiers riverains de la Moselle.

La soudaineté de la crue, qui monta parfois de 15 à 30 cm à l'heure, ne permit pratiquement aucune mesure de préservation efficace, malgré une transmission irréprochable des renseignements par le Service d'annonce des crues.

Les submersions furent moindres qu'en décembre 1919 dans la vallée supérieure de la Meurthe tant à Saint-Dié qu'à Baccarat. Par contre, dès Lunéville, le cours d'eau envahit de nombreuses localités riveraines ; les eaux menacèrent ainsi directement à Dombasle les usines Solvay.

(1) Les dégâts subis par l'agriculture dans les bassins du Madon, du Sanon, de la Seille et de la Sarre furent graves, mais difficilement chiffrables : pertes de bétail, destruction de réserves de fourrage...

FIG.86 INONDATIONS DANS L'AGGLOMERATION NANCEIENNE LES 29 ET 30 DECEMBRE 1947.



1: Place Stanislas.
2: Place de la Carrière.
3: Pépinière.
4: Cathédrale.
5: Place de l'Ile de Corse
6: EgliseSt Georges
7: Gare St Georges
8: Eglise St-Vincent de Paul.
9: Faubourg des Trois-Maisons.
10: Pont d'Essey.
11: Bras-Mort.
12: Grands-Moulins.
13: Gare et Place Thiers.
14: Pont de Malzéville.

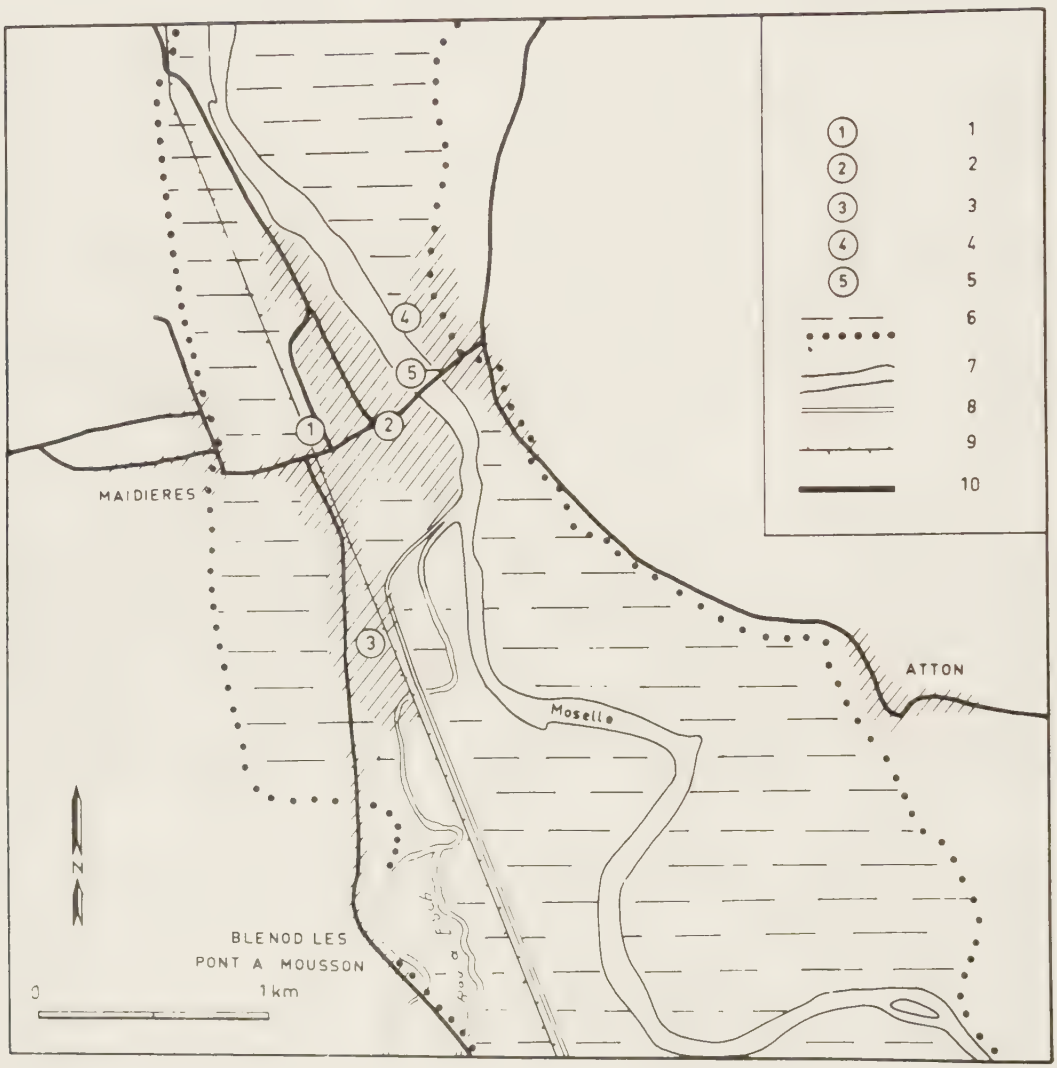
C'est l'agglomération nancéienne qui fut en définitive la plus gravement sinistrée (fig. 86). Un quart de la ville fut submergé et, le 30 décembre 1947 au matin, le champ d'inondation de la Meurthe s'étendit sur 1 à 2 km de large, de la rive droite, à la limite de Tomblaine, de Saint-Max et de Malzéville, à la place de la Cathédrale, à la Pépinière et au Faubourg des Trois-Maisons. Les quartiers du Faubourg Saint-Georges, du Faubourg Sainte-Catherine et des "Grands Moulins" furent recouverts parfois par plus de 2 mètres d'eau ; de nombreuses entreprises commerciales et industrielles furent gravement sinistrées. Nous reviendrons sur les problèmes soulevés par cette inondation, mais il convient de signaler dès à présent que l'ouverture d'une brèche dans le canal de la Marne au Rhin fut très diversement appréciée.

Les submersions furent également graves dans la vallée de la Moselle, à l'aval de la confluence de la Meurthe, et ceci jusqu'à Besch et Trèves. A Pont-à-Mousson par exemple, l'ensemble de la localité fut envahi par les eaux le 30 en fin de matinée et seuls quelques quartiers élevés de la rive droite échappèrent à l'inondation (fig. 87) (1). Les fonderies de la Société de Pont-à-Mousson, sises à Blénod, subirent des dégâts importants.

L'agglomération messine paya également un lourd tribut à la catastrophe. Ce ne fut pas la ville elle-même, installée sur la plus haute terrasse de la Moselle, mais la banlieue de rive gauche qui fut gravement touchée (fig. 88). Les îles Saint-Symphorien, du Saulcy et de Chambière furent recouvertes par près d'un mètre d'eau, la présence d'une ancienne digue dite de Wadrineau ayant, sans nul doute, gêné l'écoulement de la crue dans le chenal principal de la Moselle (fig. 8). Le quartier du Théâtre et de la Préfecture, ancienne île, fut également submergé. Mais les débordements furent surtout catastrophiques dans les bas quartiers de Moulins, de

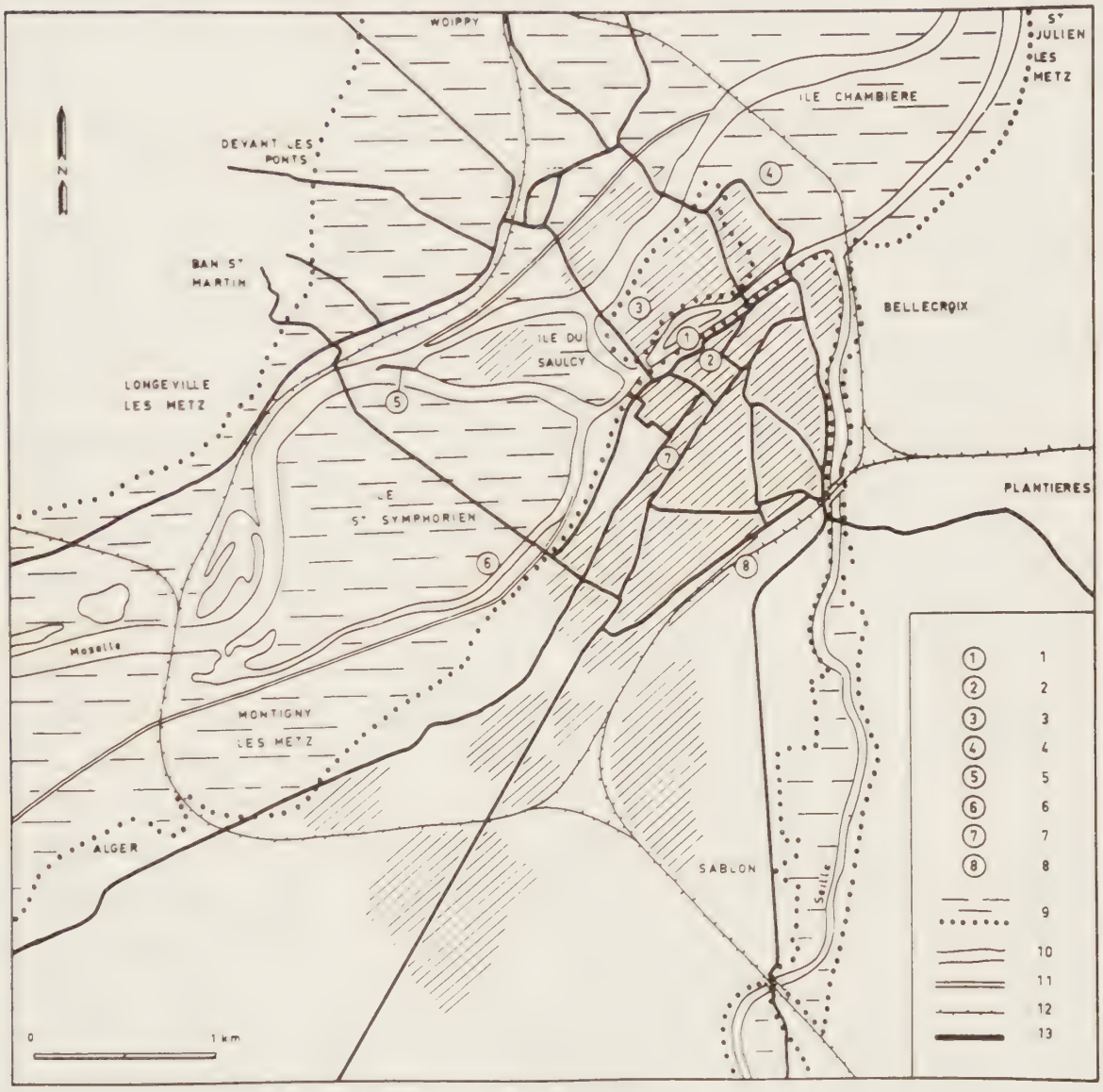
(1) Une étude détaillée de l'inondation, qu'il n'était pas possible d'envisager dans le cadre de ce travail, permettrait de dégager le rôle efficace des terrasses de la vallée de la Moselle dans la protection contre les eaux.

FIG.87 INONDATIONS A PONT-A-MOUSSON LE 30 DECEMBRE 1947



1: Gare.
2: Place Duroc.
3: Fonderies.
4: Prémontrés
5: Cathédrale St-Etienne.
6: Limite maxi. de l'inondation.
7: Moselle.
8: Canal latéral à la Moselle.
9: Voie ferrée.
10: Rues et routes principales.

FIG. 88 INONDATIONS DANS L'AGGLOMERATION MESSINE LES 30 ET 31 DECEMBRE 1947.



1: Préfecture et théatre.
2: Cathédrale.
3: Eglise St-Vincent.
4: Casernes.
5: Digue de Wadrineau.
6: Stade.
7: Place de la République.
8: Gare.
9: Limite maxi.de l'inondation.
10: Moselle.
11: Canal latéral à la Moselle.
12: Voie ferrée.
13: Rues et routes principales.

de Longeville, de Ban Saint-Martin et de Devant-les-Ponts. L'inondation de la zone Nord de l'agglomération fut aggravée par les apports exceptionnellement abondants de la Seille.

De nombreuses localités industrielles de la vallée de la Moselle en aval de Metz furent également atteintes par les eaux. Les bas quartiers de Thionville, de Sierck, de Remich et de Grevenmacher furent envahis par la Moselle dans la journée du 31 décembre. L'inondation fut aussi très grave dans le secteur amont de l'agglomération de Trèves, pourtant mieux protégée contre les crues ; il est vrai que les apports de la Sarre furent considérables. La vallée moyenne de cet affluent fut submergée dès le 29 décembre au soir à Sarreguemines et le 30 au matin à Sarrebrück.

La gravité des inondations, spécialement à Nancy, a soulevé l'inévitable problème des responsabilités éventuelles et des mesures à prendre pour éviter le retour d'une telle catastrophe. On reviendra plus longuement en conclusion sur les moyens de prévention possibles et sur leur efficacité réelle. La question avait d'ailleurs été déjà maintes fois évoquées à la suite des crues de janvier 1880, de novembre 1910 et de décembre 1919.

Les sinistrés, particuliers, industriels ou commerçants se regroupèrent en une "Confédération des inondés de l'Est de la France" afin d'exiger de l'Etat une indemnisation au moins partielle des dégâts, évalués à plusieurs milliards du bassin (1).

La confédération, dont le siège était à Nancy, chargea une commission d'experts de déterminer les causes naturelles et humaines de la catastrophe, espérant ainsi mettre en accusation divers services publics : Ponts et Chaussées et Service de la Navigation pour une annonce des crues soi-disant trop lente et pour une responsabilité directe dans l'inondation

(1) Pour la seule agglomération nancéienne, les dégâts furent estimés en 1948 à 300 millions de francs.

de certains quartiers par suite de brèches effectuées dans le canal de la Marne au Rhin, S.N.C.F. pour l'insuffisance de débouché de certains ouvrages d'art, en particulier le pont de Champigneulles sur la ligne Nancy-Sarreguemines, Ville de Nancy enfin pour la mauvaise organisation de la protection et des secours lors de la crue de même que pour l'envasement du bras de décharge dit "Bras Mort".

La commission des experts,après une minutieuse enquête, conclut avec impartialité sur le fait que le caractère exceptionnel et peu prévisible de la crue innocentait en grande partie les services incriminés (1). Les débouchés offerts par les ponts, construits pour la plupart au XIXe siècle, se sont avérés insuffisants pour permettre l'écoulement d'un débit maximal de la Meurthe supérieur à tous les débits connus,mais de nombreux sinistrés furent en quelque sorte les artisans de leur propre malheur en s'établissant dans le champ d'inondation du cours d'eau.

La commission demanda en conclusion aux pouvoirs publics des mesures urgentes de protection de l'agglomération. Par ailleurs, le rapport très détaillé publié dès avril 1949 par la très officielle "Commission d'Etude technique des Inondations de décembre 1947 dans le Bassin Lorrain" parvint à des conclusions identiques sur les mesures à prendre pour réduire les effets d'une telle crue (2). La confédération des sinistrés renonça alors

---

(1) Monsieur M. Pardé, qui présida la commission d'experts, a bien voulu nous préciser certains aspects du rapport présenté. Une partie notable du débit de la Meurthe a dû indéniablement emprunter au niveau de Jarville le canal de la Marne au Rhin, ce qui réduisait singulièrement le trajet à parcourir, et elle s'est déversée, soit naturellement, soit "accidentellement" dans les quartiers Est de Nancy, situés en contrebas du dit canal. Sans cet incident, la totalité du volume de crue serait passée certes par le lit de la Meurthe, mais la cote maximale à l'échelle de Malzéville aurait été portée, selon M. Pardé, à 5,20 m ou plus au lieu de 4,85 m, ce qui n'aurait pas nécessairement réduit le champ d'inondation dans l'agglomération nancéienne, bien au contraire.

(2) Peu de mesures préconisées en 1948-1949 ont été réalisées à ce jour, à l'exception toutefois de la mise en état du "Bras Mort".

d'elle-même en 1952 aux poursuites qu'elle avait envisagées contre l'administration,après une indemnisation au moins partielle des préjudices subis.

Si la catastrophe de décembre 1947 - janvier 1948 n'a fort heureusement pas entraîné de perte en vies humaines, elle revêtit une gravité inaccoutumée dans le bassin moyen de la Moselle. L'éventualité d'inondations d'une semblable ampleur ne saurait désormais être sous-estimée,

4. - La très grave crue de janvier 1955.

La crue de la Moselle en janvier 1955 ne fut pas un phénomène isolé, elle s'est intégrée dans un système général de crues océaniques qui fit monter le Rhône supérieur et la Saône (M. Pardé, 1958b), le Rhin en aval des Alpes, la Seine (M. Pardé, 1959b),la Loire inférieure et la Garonne en aval du confluent du Lot (M. Pardé, 1956a).

L'intumescence de la Moselle présente donc des similitudes dans sa genèse avec la plupart de ces crues et elle est vraiment originale par rapport aux phénomènes étudiés précédemment.

La montée des eaux fut déterminée par une séquence pluvieuse de 4 à 5 jours, du 11 au 15 janvier, moins durable que sur les bassins de la Garonne et de la Seine.

Quatre averses océaniques classiques très brèves pour la saison froide et peu abondantes se succédèrent d'abord du 12 au 13 janvier 1955, puis, après une période de rémission d'à peine 24 heures, du 14 au soir au 15 janvier (fig. 89).

Aucune de ces averses ne fut remarquable ; la plus abondante celle du 12 janvier, ne donna que des totaux assez modestes : 10 à 50 mm au plus sur le Plateau Lorrain et sur sa bordure septentrionale,75 à moins de 100 mm sur les plus hauts sommets vosgiens (fig. 33). La lame d'eau précipitée

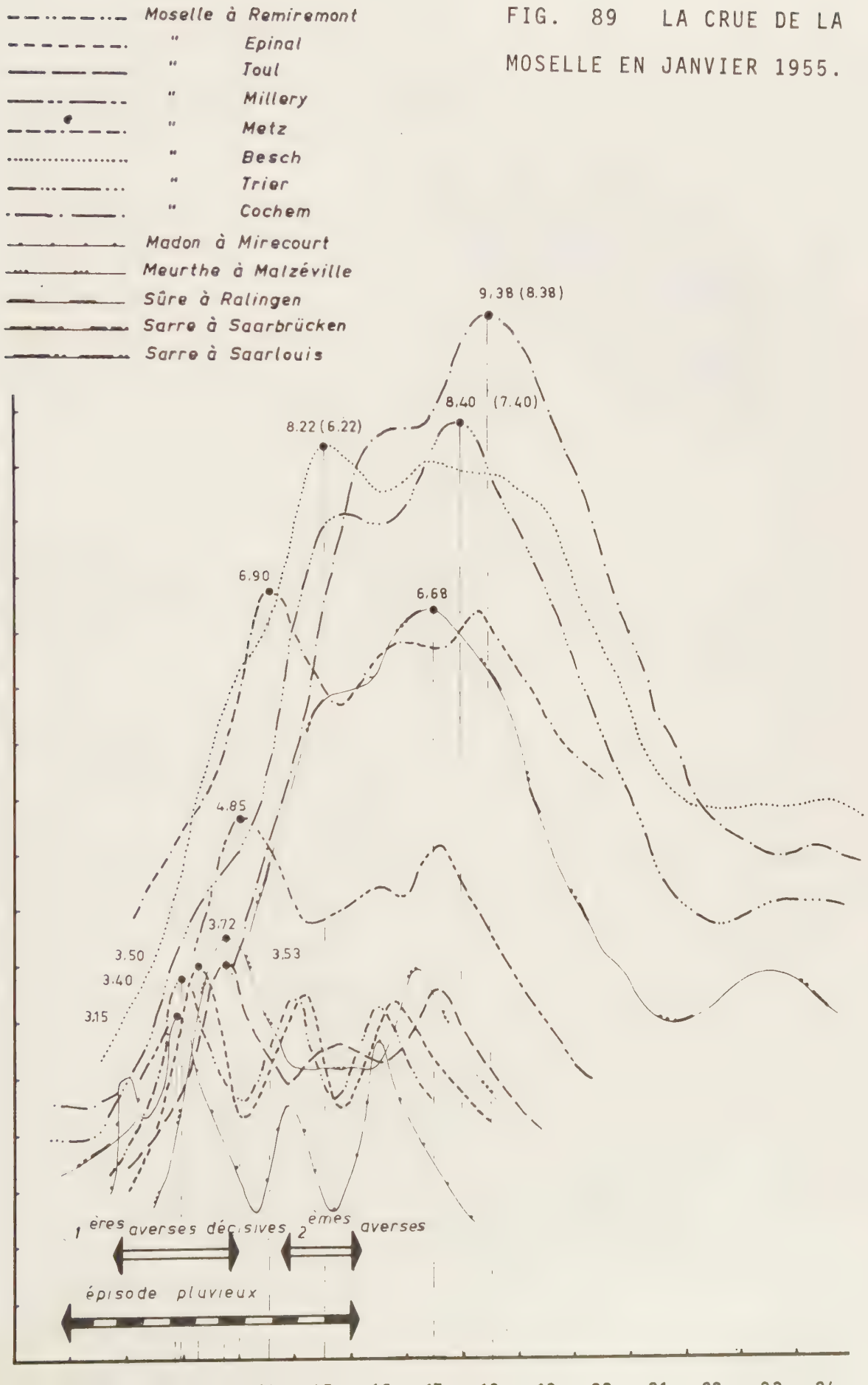


FIG. 89 LA CRUE DE LA MOSELLE EN JANVIER 1955.

en 4 à 5 jours fut néanmoins importante : 50 à 80 mm dans les secteurs de plateaux, 200 à 250 mm dans la montagne vosgienne (fig. 32).

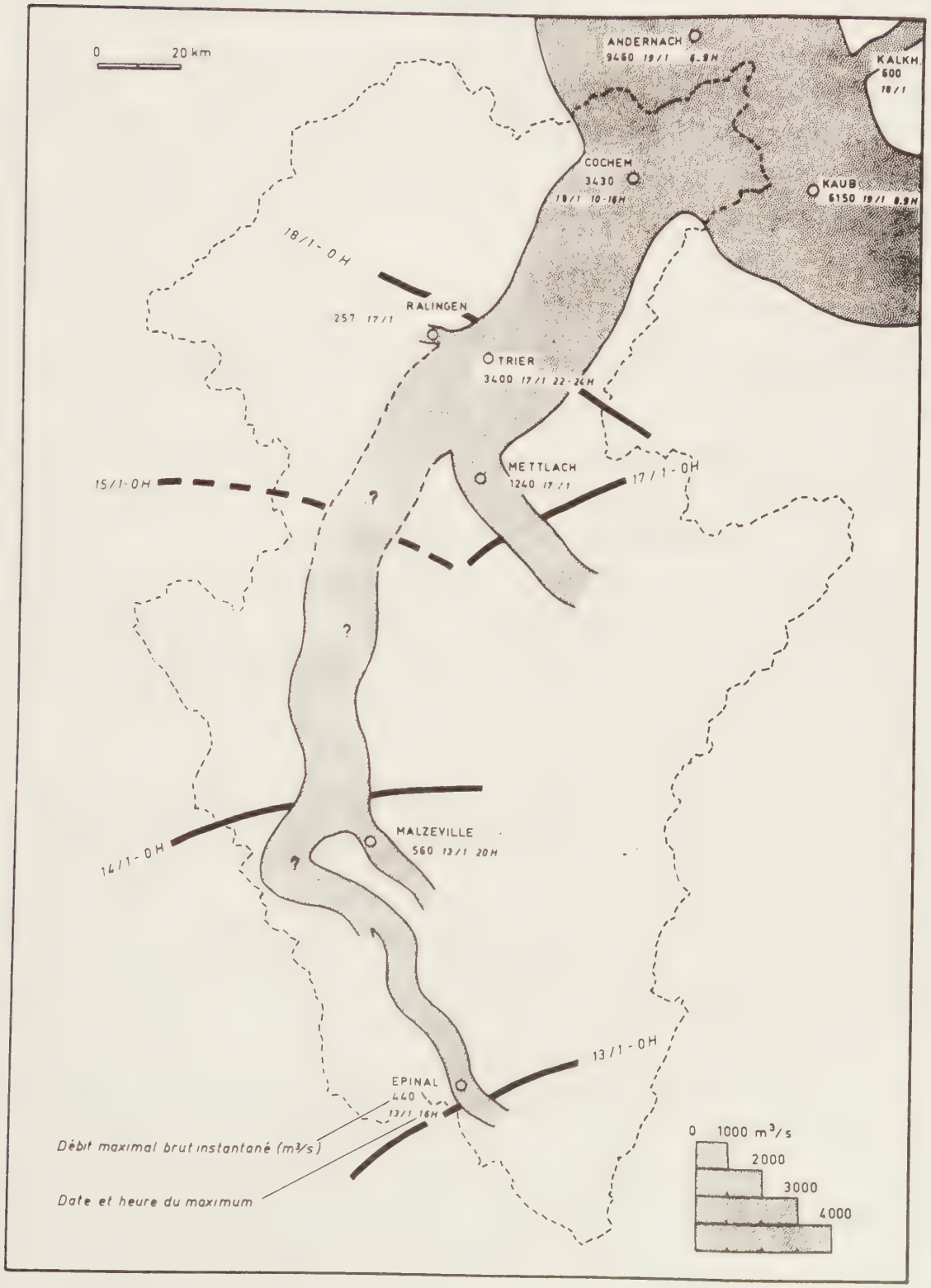
Ces averses n'ont pas été suffisamment abondantes pour causer de très graves montées sur la Moselle et sur la Meurthe supérieures, mais l'on observa suivant les stations trois ou quatre crues successives et exceptionnellement rapprochées dont la rapidité d'écoulement fut favorisée par une saturation progressive des sols, amorcée en fait par des pluies abondantes dès le mois de décembre 1954. Dans le cas de la Sarre au bassin perméable, les effets distincts de chacune des averses furent pratiquement annihilés et le cours d'eau ne connut qu'un unique maximum.

La succession de crues élémentaires aussi rapprochées favorisa très exceptionnellement dans le bassin de la Moselle une interférence des ondes successives, qui produisit sur le collecteur principal des maximums combinés de plus en plus graves.

C'est ainsi que les deux premières montées du Madon le 12 et le 13 janvier se fondirent dans le maximum unique de la Moselle qui se propagea du 13 au 15 janvier jusqu'à l'aval de Metz (fig. 90). Les deux montées suivantes de la Moselle, très distinctes les 15 et 16 janvier à Remiremont, à Epinal et même à Toul, se combinèrent pour ne donner qu'un seul maximum à partir de Metz, moins élevé il est vrai que le précédent.

Un premier palier fut observé à Trèves dès le 15 janvier au soir ; il correspondait pour l'essentiel à l'onde venue des Vosges et du Plateau Lorrain ; ces très hautes eaux, étales pendant plus de 24 heures et jointes à l'apport de la Sarre, déterminèrent le 17 janvier un maximum d'une gravité certaine. L'allure de l'hydrogramme à Cochem montre qu'à l'aval du bassin les différentes ondes successives et rapprochées se sont combinées pour donner un maximum unique et très élevé le 18 janvier.

FIG.90 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA CRUE DE LA MOSELLE EN JANVIER 1955.



Ainsi, la gravité de la crue de janvier 1955 fut dûe beaucoup plus aux phénomènes de concordance successive et complexe des ondes élémentaires qu'à la lame d'eau assez modeste précipitée en 4 à 5 jours sur le bassin. L'évolution originale de cette crue polygénique a donc conduit à un type de concordance redoutable assez rarement réalisé sur la Moselle, semble-t-il. La crue de la Garonne a connu une évolution tout à fait semblable (M. Pardé, 1958b).

Considérées séparément, chacune des crues élémentaires était sans gravité réelle. Ce n'est qu'à l'aval du bassin à Trèves et surtout à Cochem, que la puissance de l'intumescence a été remarquable.

Le premier maximum a été de beaucoup le plus important sur la Moselle supérieure et sur la Meurthe : 3,40 m à Remiremont, 3,50 m à Epinal, 3,53 m à Toul, 4,85 m à Millery, 6,90 m à Metz, 6,22 m à Besch, 3,42 m à Malzéville. Les cotes maximales en ces diverses stations ont été néanmoins très inférieures à celles enregistrées en décembre 1947 et en décembre 1919 (tableau LVIII). Les hauteurs d'eau maximales à Trèves et à Cochem, soit respectivement 7,40 m et 8,38 m, ont été plus caractéristiques du fait de l'interférence des ondes de crue successives.

La Moselle n'a écoulé en pointe que 440 m3/s le 13 janvier à Epinal, soit une valeur spécifique de 362 l/s/km2 (fig. 90). Le débit maximal de la Meurthe n'a pas dû dépasser 560 m3/s le 13 également, soit 191 l/s/km2, et celui de la Moselle moyenne après le confluent avec la Seille 2200 à 2300 m3/s le 14 janvier, soit 234 à 244 l/s/km2, c'est-à-dire à peine plus qu'en février 1958.

Le maximum de la Moselle à Trèves s'est par contre élevé à 3400 m/3/s ou à 143 l/s/km2 le 17 janvier ; ce maximum, tout en étant inférieur à ceux de décembre 1947, de janvier 1920 et de décembre 1925, a été pourtant remarquable. L'apport de la Sarre, qui a atteint 1240 m3/s

ou 173 l/s/km2, a été évidemmentdéterminant dans sa formation. La Moselle n'a écoulé à Cochem qu'un débit de pointe à peine supérieur, soit 3430 m3/s ou 127 l/s/km2.

La crue de janvier 1955 fut donc très grave sur la Moselle inférieure, mais son coefficient A ne dépassa que de peu 20 (tableau LXII). Le cours d'eau ne véhicula d'ailleurs que 1,6 Milliard de m3 en 9 jours, du 14 au 22 janvier, c'est-à-dire moins qu'en janvier 1920 au cours d'une crue pourtant moins durable.

Une crue d'une telle puissance se produit en moyenne 5 à 6 fois par siècle. La crue de janvier 1955 est néanmoins exceptionnelle du fait de son évolution polygénique complexe. Elle n'entraina pas de débordements désastreux, mais certaines localités riveraines du cours supérieur et moyen connurent plusieurs inondations successives et très rapprochées dans le temps.

5. - Les deux graves crues de février 1958

Le mois de février 1958 fut pluvieux et de nombreux cours d'eau enregistrèrent de fortes montées, spécialement dans le bassin du Rhin supérieur et inférieur (P. Backwinkel, 1958).

Comme en décembre 1947 - janvier 1948, deux crues simples liées à deux épisodes pluvieux, se succédèrent sur la Moselle du 9 au 16 février et du 22 février au 2 mars, donc à moins de 8 jours d'intervalle.

La première crue fut la plus grave et elle atteignit 7,99 m à l'échelle de Cochem contre 7,53 m lors de la seconde intumescence. Elle ne revêtit à aucun moment un caractère catastrophique, mais sa genèse fut toutefois particulière puisque la fusion nivale joua, fait assez exceptionnel, un rôle important (Première Partie - Chapitre III).

Les deux crues de février 1958 furent engendrées par des averses océaniques absolument classiques, mais d'une abondance seulement moyenne.

L'averse des 7 et 8 février présenta peu de caractères vraiment originaux. Les bassins supérieurs de la Moselle, de la Meurthe et de la Sarre furent assez fortement arrosés, mais les pluies n'excédèrent pas 30 à 50 mm sur le Plateau Lorrain et 30 mm dans le bassin inférieur (fig. 91). La lame d'eau abattue sur le bassin en 48 heures a dû s'élever à 55 mm au plus, c'est-à-dire à une valeur nettement inférieure à celles caractérisant les différentes averses évoquées ci-dessus.

Le coefficient d'écoulement à l'issue du bassin a dû atteindre cependant 73 %, du fait d'une très forte saturation des sols consécutive à des pluies préparatoires dès le mois de janvier 1958 et à une coïncidence peu fréquente de la fusion nivale et du début de l'averse décisive. Le quotient d'écoulement s'est d'ailleurs élevé à 87 et 84 % dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, à 86 % dans le bassin perméable de la Sarre (tableau LXI).

Lors de la seconde période pluvieuse, du 22 au 25 février, les précipitations furent encore moins abondantes, spécialement sur le massif vosgien et sur la partie méridionale du Plateau Lorrain (fig. 92). Le coefficient d'écoulement de la seconde crue fut pourtant élevé, car une saturation quasi totale des sols avait été réalisée dès l'intumescence précédente.

Les deux crues de février 1958 furent donc graves, bien plus à la suite d'une saturation assez exceptionnelle des sols que de précipitations abondantes.

L'évolution de la première crue, qui fut tout à fait classique sera seule envisagée (fig. 93). Les ondes de la Moselle supérieure et de la

FIG.91 PRECIPITATIONS DU 5 AU 7 FEVRIER 1958.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

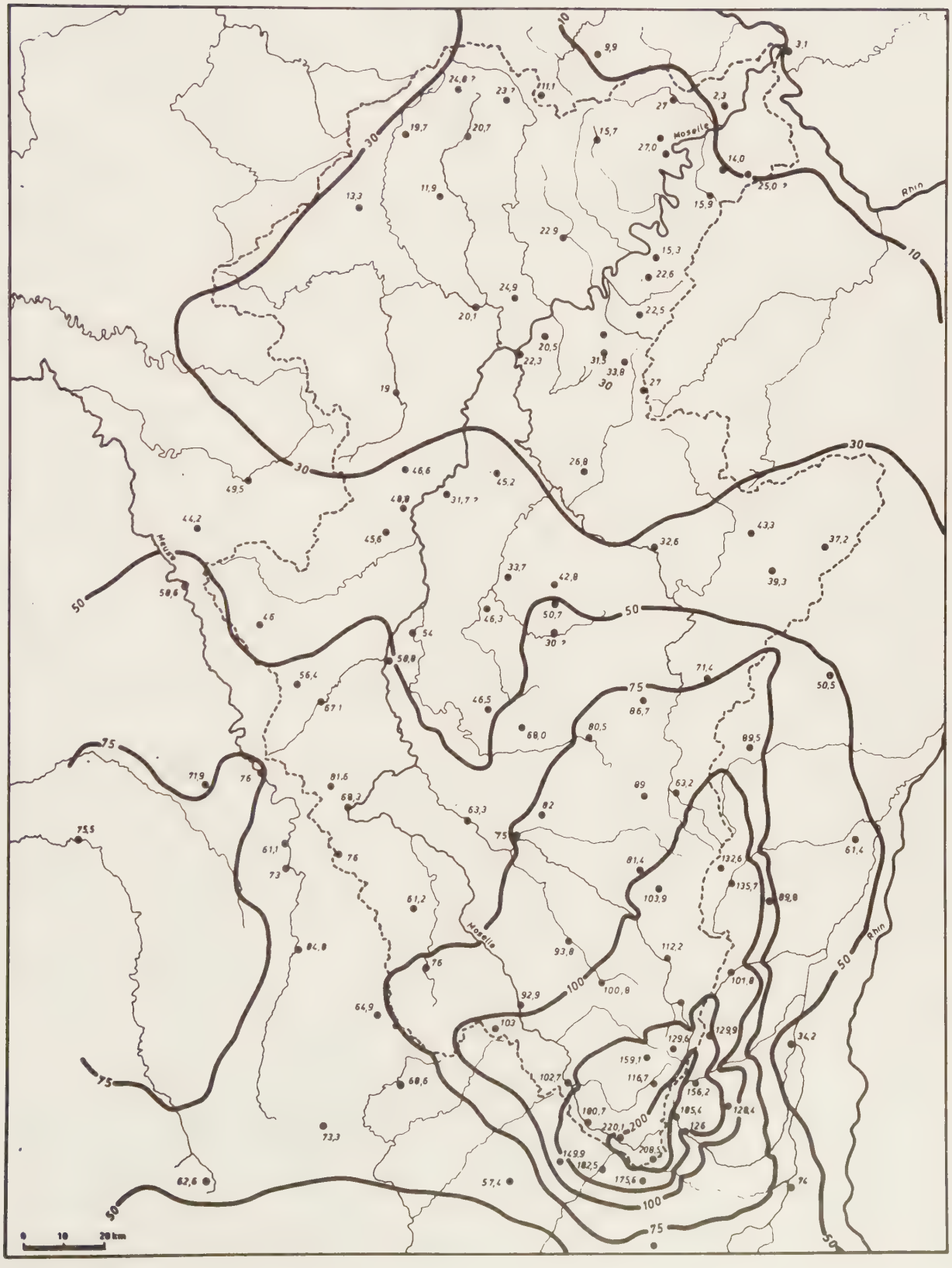
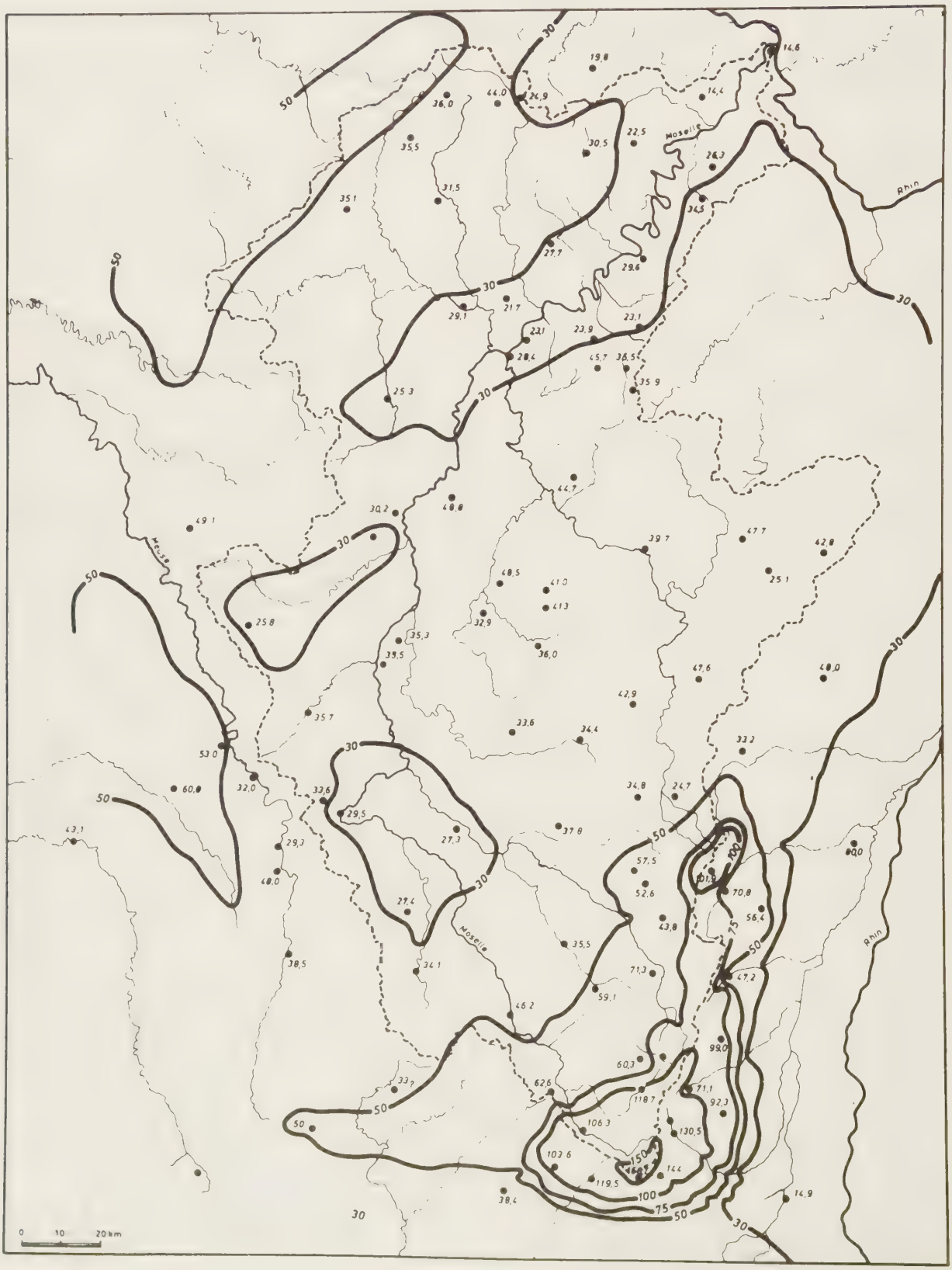


FIG.92 PRECIPITATIONS DU 23 AU 25 FEVRIER 1958.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.



de la Meurthe furent pratiquement synchrones à Pompey le 9 février et le maximum se propagea assez rapidement dans la journée du 10 vers l'aval, en particulier dans le secteur Metz-Besch où la vitesse moyenne de translation fut voisine de 3 km/heure (fig. 94).

Le décalage entre le flot de la Moselle et celui de la Sarre fut également très réduit à Konz et la Moselle enregistra son maximum à Besch le 10 février au soir, quelques heures seulement avant le passage du maximum à Trèves. La conjonction des deux flots explique pour une bonne part la gravité des débits à Trèves et à Cochem.

La première crue de février 1958 fut ainsi modérée dans le bassin supérieur, elle n'eut une réelle gravité que dans le bassin moyen et surtout dans le bassin inférieur, du fait de son évolution rapide et concordante (tableaux LVIII et LIX).

La Moselle atteignit tout juste sa cote de débordement grave à Remiremont avec 3,20 m et elle resta même au-dessous à Epinal avec 2,98 m ; son débit maximal en cette dernière station ne fut que de 477 m3/s le 9 février, soit une valeur spécifique de 392 l/s/km2.

Le niveau des eaux dépassa les 9 et 10 février la cote d'alerte avec 3,35 m à Toul, 4,87 m à Millery et 6,90 m à Metz ; il fut d'ailleurs très proche des valeurs relevées en janvier 1955. A l'aval de la confluence de la Meurthe qui écoula un maximum vraisemblable de 650 m3/s, le débit de pointe de la Moselle passa à 1650 m3/s à Pont-à-Mousson. Ce maximum s'éleva à 2200 m3/s à Hauconcourt le 10 février, à l'aval de la confluence de la Seille. Le débit en cette station avait été à peine supérieur en janvier 1955.

La Sûre, quant à elle, ne connut qu'une crue médiocre avec un débit maximal brut de seulement 307 m3/s, alors que le gonflement de la Sarre fut très grave, surtout dans son bassin supérieur. Par suite de pluies

FIG. 93 LES DEUX CRUES DE LA MOSELLE EN FEVRIER 1958.

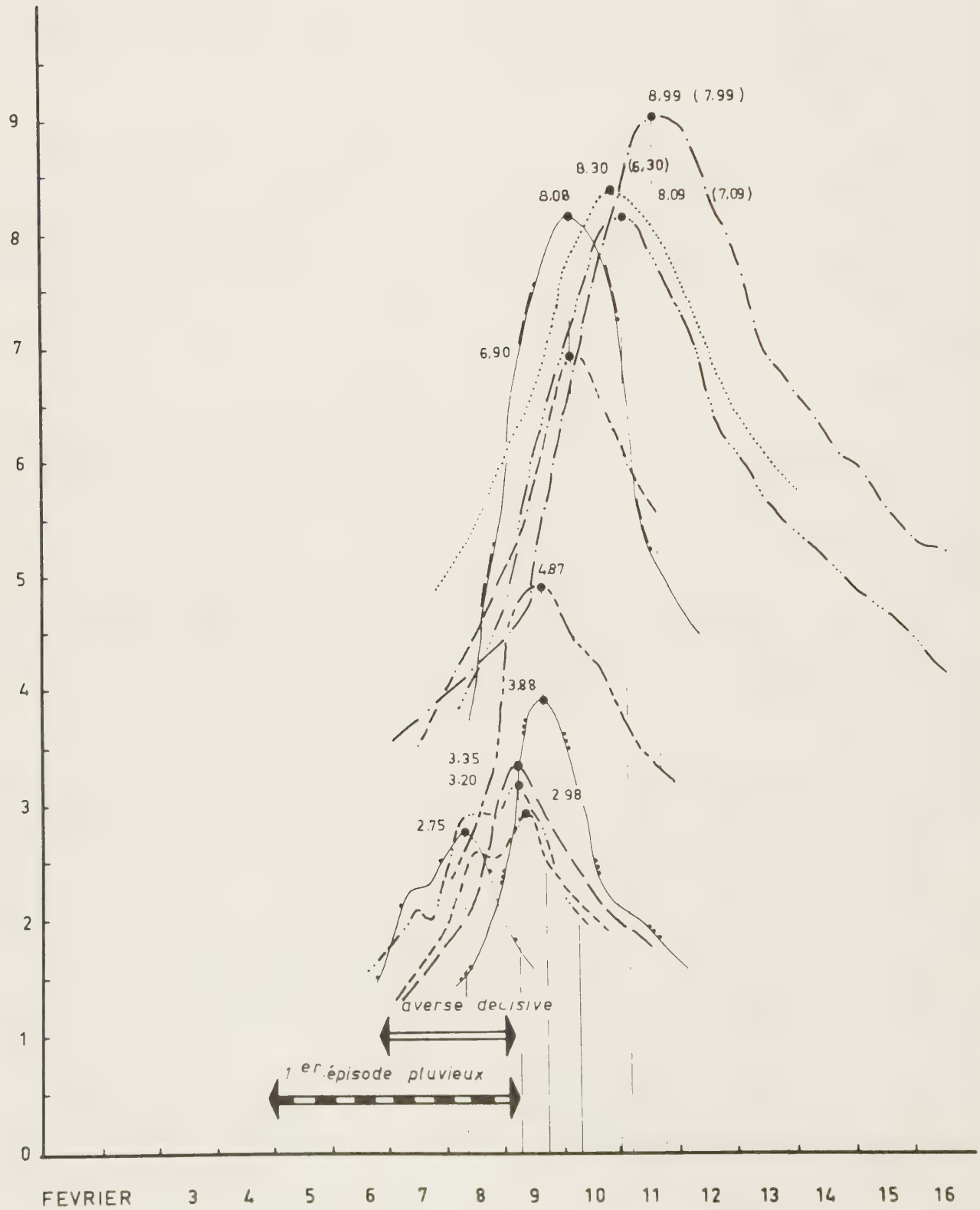


FIG. 93 bis (février 1958)

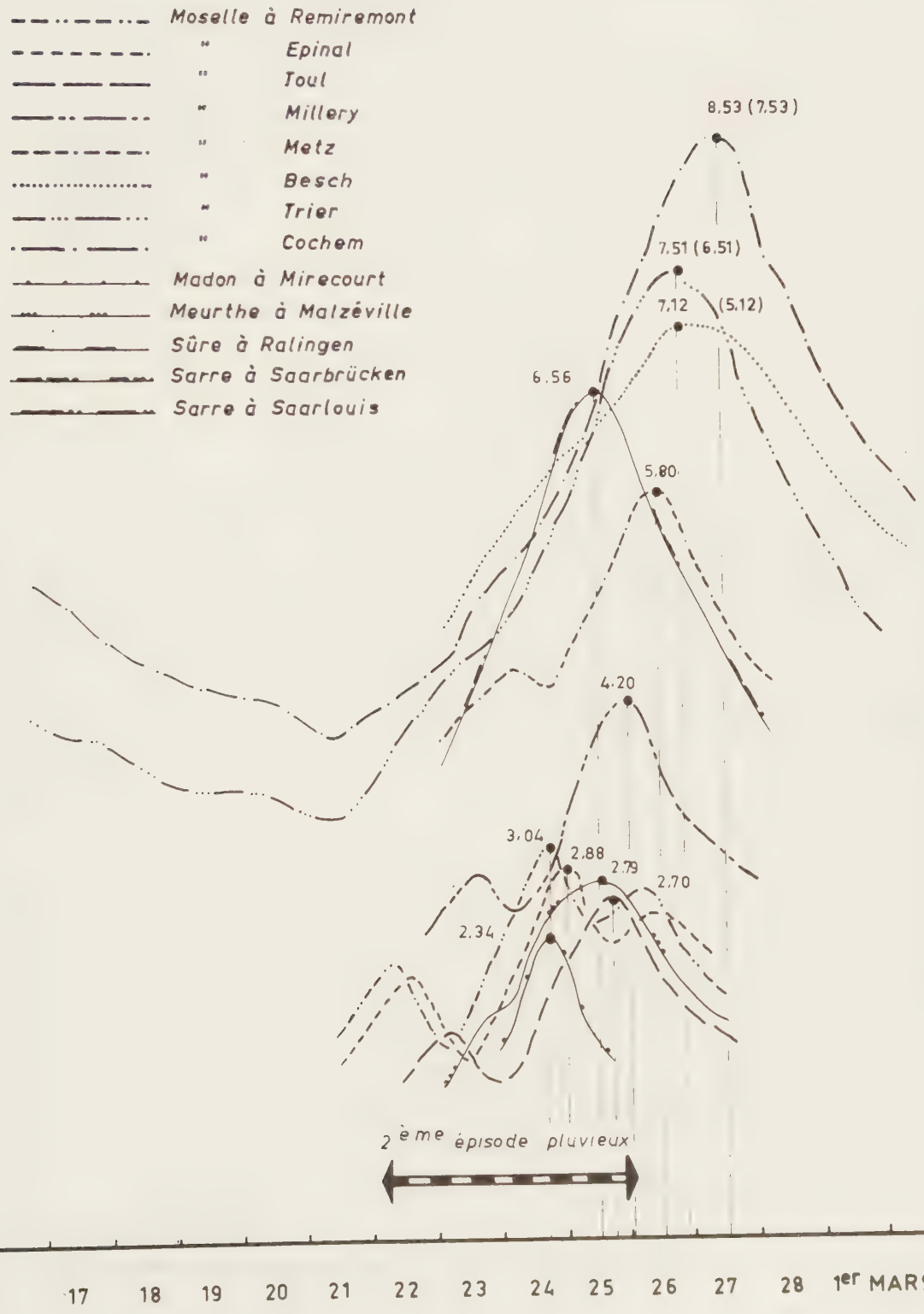
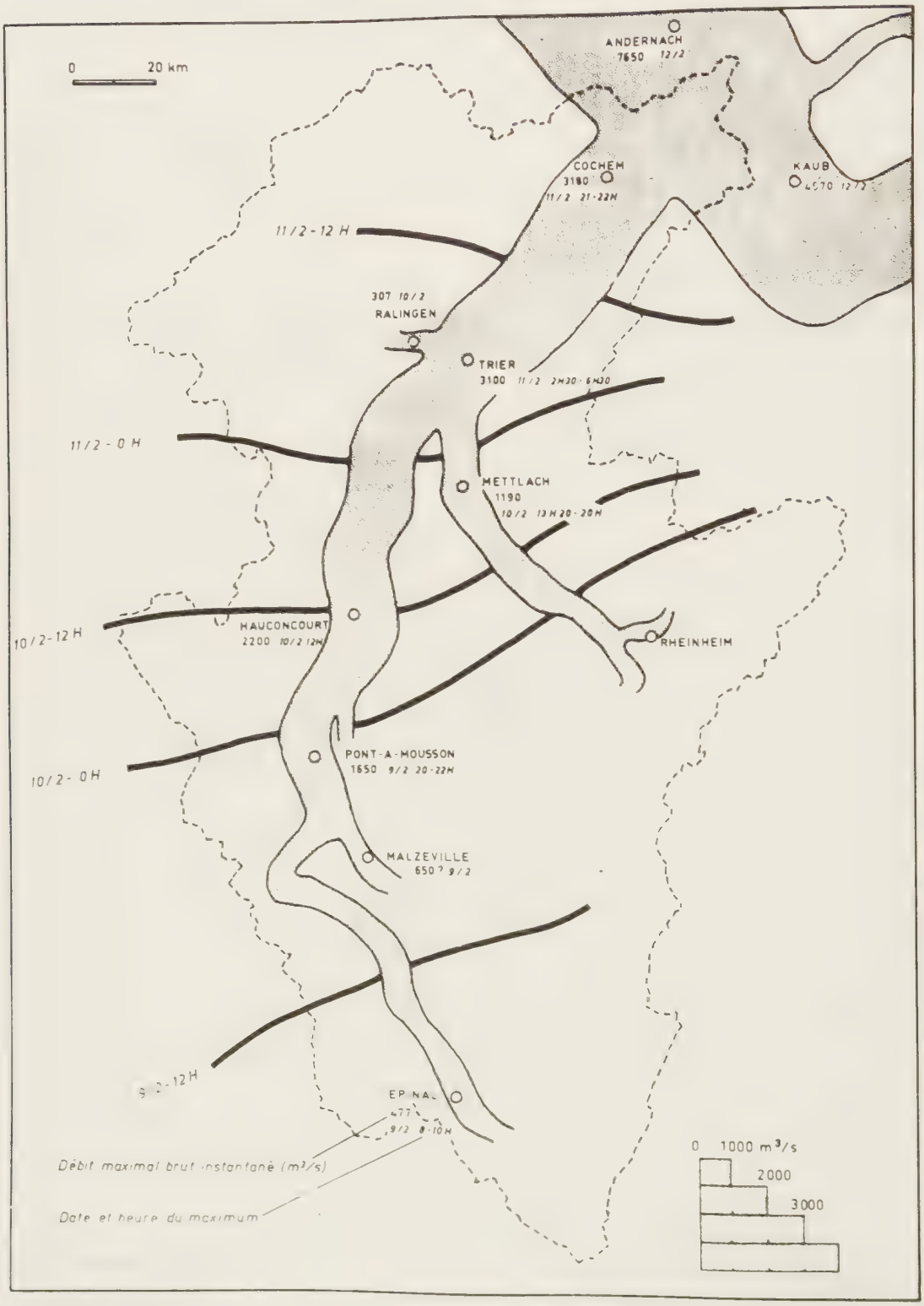


FIG.94 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA PREMIERE CRUE DE LA MOSELLE EN FEVRIER 1958.



abondantes et d'une fusion nivale rapide dans les Vosges du Nord, le cours d'eau atteignit son plus haut niveau depuis le début du siècle à Sarrebourg avec 3,40 m et à Sarralbe avec 4,47 m. La puissance de la crue s'atténua quelque peu en aval de Sarreguemines et de Sarrebrück. La Sarre écoula néanmoins 1190 m3/s ou 166 l/s/km2 à l'issue de son bassin à Mettlach le 10 février, c'est-à-dire pratiquement autant qu'en décembre 1925 - janvier 1926.

La concordance des flots de la Moselle et de la Sarre fut responsable en définitive du fort débit enregistré à Trèves le 11 février en début de matinée : 3100 m3/s ou 130 l/s/km2. Le débit de pointe à Cochem le même jour en fin de soirée fut à peine supérieur avec 3180 m3/s ou 117 l/s/km2.

La crue de la première quinzaine de février 1958 fut donc seulement grave, puisque le niveau des eaux resta au-dessous de 8 m à l'échelle de Cochem. Son coefficient de puissance n'atteignit pas 20 et le volume total d'eau véhiculé à l'issue du bassin en 8 jours, du 9 au 16 février, a pu être chiffré à 1,3 milliard de m3, alors que la Moselle écoula 1,7 milliard de m3 en janvier 1920 au cours d'une période de 8 jours également (tableau LXII).

La crue n'entraîna que des inondations limitées dans les vallées principales, les débordements furent, par contre, assez spectaculaires comme à l'accoutumée dans certains petits bassin imperméables ou à pentes faibles du Plateau Lorrain, particulièrement dans ceux du Madon, de la Seille, de l'Orne et de la Nied. Cette crue, d'une gravité au total moyenne, peut être considérée comme la crue décennale-type de la Moselle.

6. - Les deux crues de février 1970. La gravité particulière de la deuxième crue

La saison froide 1969-1970 a été très pluvieuse dans l'ensemble de l'Europe occidentale, en particulier de février à avril (C. Lejeune et M.F. de Saintignon, 1970). Une longue période de temps instable et pluvieux, entre-

coupée de brèves phases froides et neigeuses, succéda à une saison chaude assez sèche, surtout d'août à octobre 1969 (Deuxième Partie - Chapitre IV).

Deux crues, l'une complexe, l'autre simple, dûes à deux épisodes pluvieux accompagnés d'une fusion nivale, se sont succédées sur la Moselle en février 1970. La saturation progressive des sols explique que, si le second maximum de la première crue fut le plus grave dans le bassin moyen, ce fut en définitive la seconde intumescence qui revêtit le plus d'importance à l'aval du bassin.

La date récente de ces gonflements fluviaux ne nous a pas permis de disposer de toute la documentation souhaitable, malgré l'extrême obligeance des divers services météorologiques et hydrologiques. Il nous a paru pourtant intéressant de présenter brièvement chacune de ces crues.

Les deux périodes pluvieuses du 2 au 10 février et du 20 au 24 février présentèrent des caractéristiques assez semblables. Aucune averse durable ne se dégagea très nettement et les pluies furent assez discontinues en chaque cas. Leur abondance fut seulement moyenne et leur répartition sur le bassin a été tout à fait classique.

Les hauts sommets vosgiens reçurent néanmoins à trois reprises, du 2 au 5 février, du 7 au 10 février et du 20 au 24 février, une lame d'eau comprise entre 150 et 200 mm et le total moyen précipité sur l'ensemble du massif vosgien au cours de chaque averse approcha 80 mm (fig. 95, 96 et 97). Par contre, les totaux pluviométriques relevés sur le Plateau Lorrain et sur sa bordure septentrionale furent modestes, de l'ordre de 30 à 50 mm. La période du 20 au 24 février a été toutefois la plus pluvieuse dans le bassin inférieur.

Des phases froides et neigeuses, peu durables, alternèrent avec ces brèves périodes de temps océanique perturbé (1). En chaque cas, le début de

(1) On a signalé l'instabilité foncière des situations météorologiques et la succession assez rapide des types de temps d'Ouest-Sud-Ouest et de Nord-Ouest ou de Nord lors de tels hivers neigeux (Première Partie - Chapitre III

FIG.95 PRECIPITATIONS DU 2 AU 5 FEVRIER 1970.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

FIG.96 PRECIPITATIONS DU 7AU 10 FEVRIER 1970.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

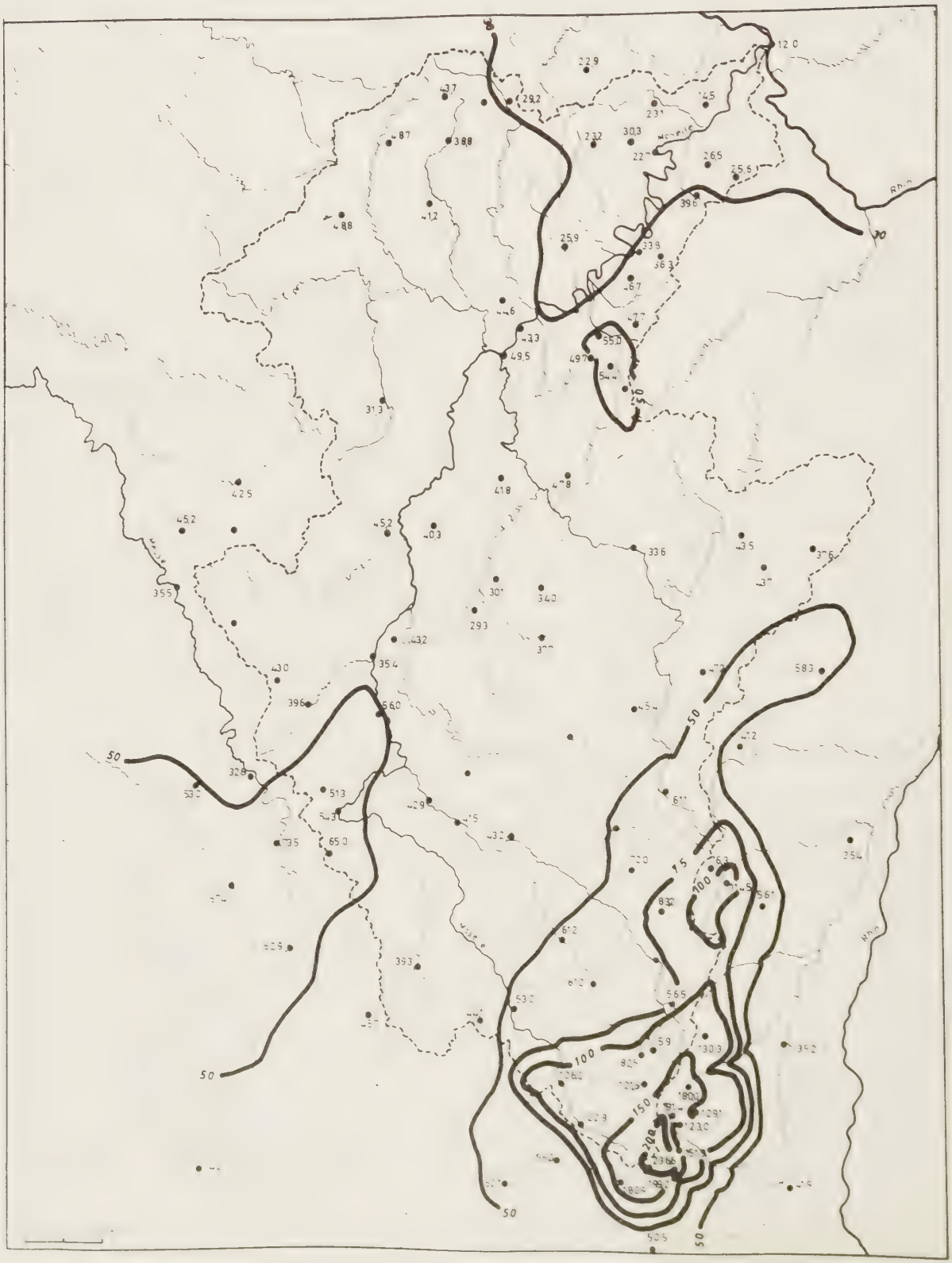
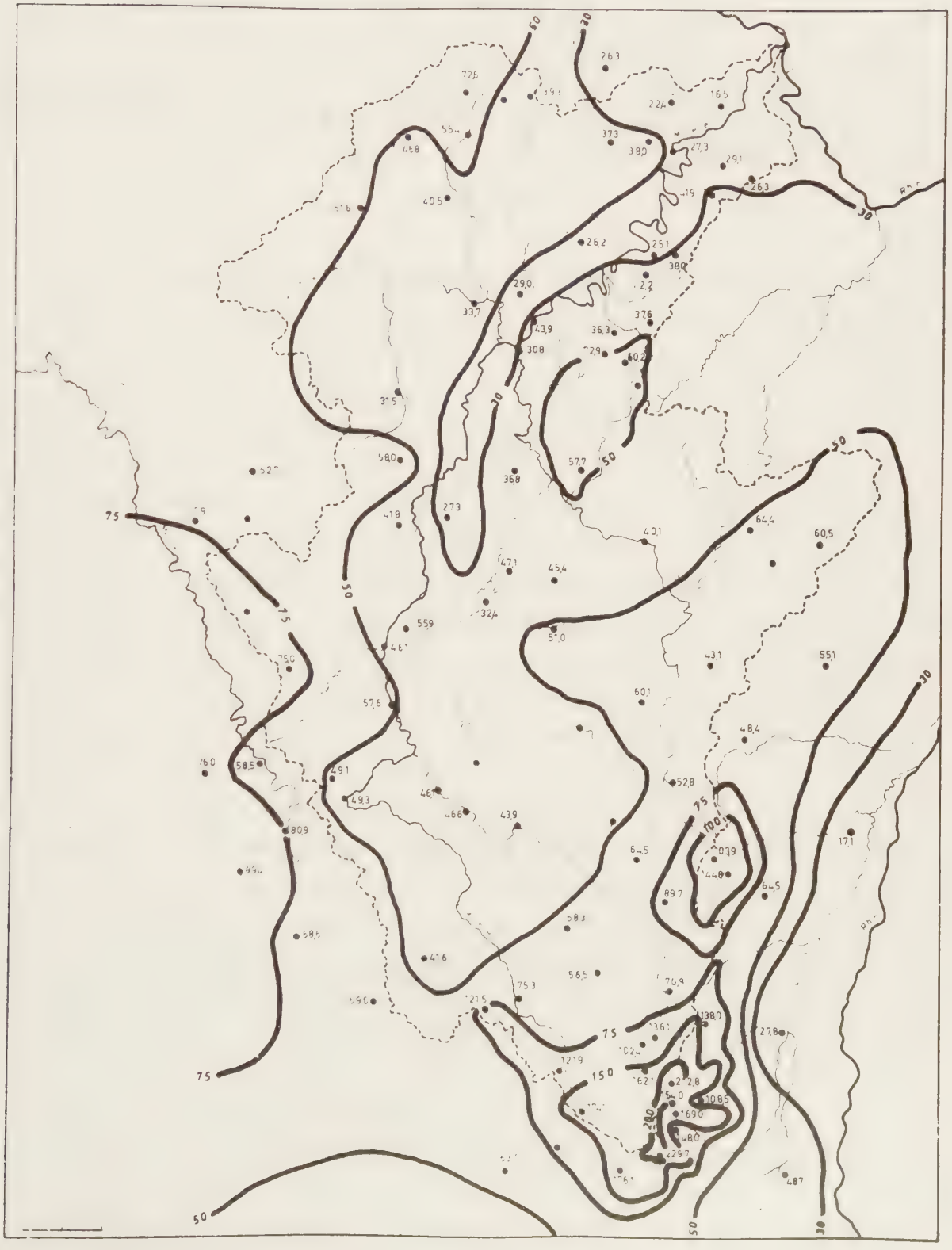


FIG.97 PRECIPITATIONS DU 20 AU 24 FEVRIER 1970.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.



l'averse océanique coïncida pratiquement avec la fusion nivale tant dans le massif vosgien que sur le Plateau Lorrain. Il ne nous a pas été possible de calculer avec précision la part de la fonte de la neige dans l'écoulement de crue, faute de données sûres et homogènes, mais nous sommes fondés à penser que la fusion nivale a contribué, de pair avec les précipitations liquides, à une saturation des sols qui était totale lorsque survint la deuxième phase pluvieuse du 20 au 24 février.

L'évolution de chacune des deux crues fut originale et la seconde intumescence fut de beaucoup la plus puissante, du moins à l'aval du bassin.

La puissance du premier maximum, dans le cadre de la première crue, fut médiocre dans tout le bassin. La Moselle supérieure n'atteignit pas sa cote de débordement grave avec 2,85 m le 3 février à Remiremont et avec 2,20 m le 4 février à Epinal (tableaux LVIII et LII). Le débit maximal brut ne dépassa pas d'ailleurs 300 m3/s à cette dernière station. A Toul, à Millery et à Metz, le niveau des eaux resta les 5 et 6 février au-dessous de la cote critique avec respectivement 2,34 m, 3,95 m et 5,30 m. L'écoulement maximal n'a pas dû excéder 500 m3/s à Toul et il n'a été que de 990 m3/s à Hauconcourt.

Le flot de la Meurthe, nettement en retard sur celui-ci de la Moselle, s'est élevé à seulement 439 m3/s lors du maximum le 6 février. La crue de la Sarre fut elle-même modeste avec un maximum de 258 m3/s le 5 février à Sarreinsming, en amont de la confluence de la Blies, et de 587 m3/s le 6 février à Mettlach. De ce fait, le premier gonflement de la Moselle inférieure en février 1970 a donc été bien médiocre, avec 1624 m3/s le 6 à Trèves et 1944 le 7 à Cochem.

Le second maximum de la première crue, qui se développa peu de temps après du 9 au 11 février, fut un peu plus puissant car la saturation

des sols permit l'écoulement d'un pourcentage plus élevé de l'averse. En toutes les stations, les cotes et les débits maximaux dépassèrent les valeurs enregistrées lors de la phase précédente.

La Moselle supérieure a atteint ainsi 3,06 m le 9 février à Remiremont, 2,76 m le 10 à Epinal, où le débit maximal du cours d'eau s'éleva à 405 m3/s. La cote de débordement grave fut dépassée le 10 février avec 2,69 m à Toul, le 11 février avec 4,28 m à Millery et avec 5,75 m à Metz. Le même jour, la Moselle véhicula un maximum de 1243 m3/s à Hauconcourt.

La seconde phase de la crue, encore modérée sur la Meurthe à Lunéville avec 2,45 m, dépassa largement la cote d'alerte le 10 février à Malzéville avec 3,04 m et le cours d'eau écoula en pointe 526 m3/s. L'agglomération nancéienne fut touchée par des inondations, limitées certes, dans les secteurs habituellement exposés entre le chenal principal et le canal de la Marne au Rhin : bas quartiers de Jarville, de Tomblaine, de Nancy-Saint-Georges et de Malzéville (1).

La crue fut moins grave sur la Sarre et le débit maximal ne s'éleva qu'à 231 m3/s à Sarreinsming le 10, à 542 m3/s le 11 à Mettlach. Les apports de la Moselle moyenne, légèrement plus abondants que lors de la première phase de la crue, ont concordé avec ceux de la Sarre et ont déterminé un maximum, moyen selon notre classification, de 1823 m3/s à Trèves le 11 février au soir et de 2165m3/s à Cochem le 12 au matin.

La seconde crue de la Moselle, du 23 au 25 février, a été carac-

---

(1) L'implantation récente et risquée de grands ensembles résidentiels dans le champ d'inondation fut responsable de l'aggravation des inondations, tout autant que le retard apporté à la réalisation de travaux préventifs préconisés à la suite de la catastrophe de décembre 1947 - janvier 1948. Néanmoins, le curage et l'aménagement du "Bras Mort", terminés courant 1969, ont sans nul doute contribué à réduire les débordements.

térisée par une évolution simple et rapide, elle n'a présenté une réelle gravité qu'à l'aval du bassin. La Moselle supérieure atteignit sa cote critique le 23 février à Remiremont avec 3,42 m et à Epinal avec 3,02 m. Le débit maximal s'éleva alors à 410 m3/s ou à 660 l/s/km2 à Noirgueux et à 551 m3/s ou à 453 l/s/km2 à Epinal (tableau LIX).

La puissance de la crue s'atténua quelque peu sur le Plateau Lorrain et les cotes maximales furent inférieures à celles qui furent enregistrées quinze jours auparavant : 2,63 m et 4,20 m le 24 février respectivement à Toul et à Millery, 5,20 m le 25 au matin à Metz. Le débit de pointe du cours d'eau n'excéda pas 555 m3/s ou 165 l/s/km2 à Toul et 1210 m3/s ou 129 l/s/km2 à Hauconcourt. La Meurthe, elle-même, ne connut qu'une montée moyenne le 24 février avec 2,35 m à Lunéville et 2,52 m à Malzéville. Elle fournit au plus 430 m3/s, soit 146 l/s/km2, à la Moselle.

La deuxième crue de la Sarre fut la plus forte de février 1970, mais le niveau des eaux plafonna le 23 février à 3,14 m à Sarralbe et à 4,30 m à Sarreguemines. Le débit maximal brut ne s'éleva qu'à 712 m3/s le 24 février à midi à Mettlach, soit une valeur spécifique moyenne de 99 l/s/km2 (1 Ce flot provint d'ailleurs à Konz plus de 24 heures avant celui de la Moselle.

Les maximums de la Moselle à Trèves le 24 février au soir et à Cochem le 25 furent pourtant assez abondants, soit respectivement 2 158 m3/s ou 90 l/s/km2 et 2775 m3/s ou 102 l/s/km2. Le deuxième gonflement du cours d'eau peut donc être considéré comme grave, avec une cote de 7,41 m à l'échelle de Cochem et un coefficient A voisin de 16,8 (tableau LXII).

Les deux crues très dissemblables de février 1970 ne présentèrent jamais un caractère inquiétant sur les grandes artères du bassin. Les plus fortes depuis l'ouverture de la Moselle à la navigation de gabarit rhénan, elles imposèrent cependant un arrêt du trafic entre Thionville et Coblence pendant plus de 10 jours. La succession de trois périodes d'inondations

---

(1) Il n'est pas inutile de rappeler que moins de 3 mois plus tard, en mai 1970, la Sarre a écoulé 1090 m3/s à Mettlach.

en l'espace d'une vingtaine de jours fut gravement ressentie dans plusieurs bassins du Plateau Lorrain, ceux du Madon, de la Seille, de l'Orne et de la Nied notamment.

7. - La grave crue de décembre 1952

Le gonflement de la Moselle en décembre 1952 ne fut pas un phénomène isolé, la Loire connut également une montée assez grave. La crue de décembre 1952, comme celle de janvier 1955, s'insère dans une période très riche en grandes crues de 1951 à 1955 (M. Pardé, 1956a).

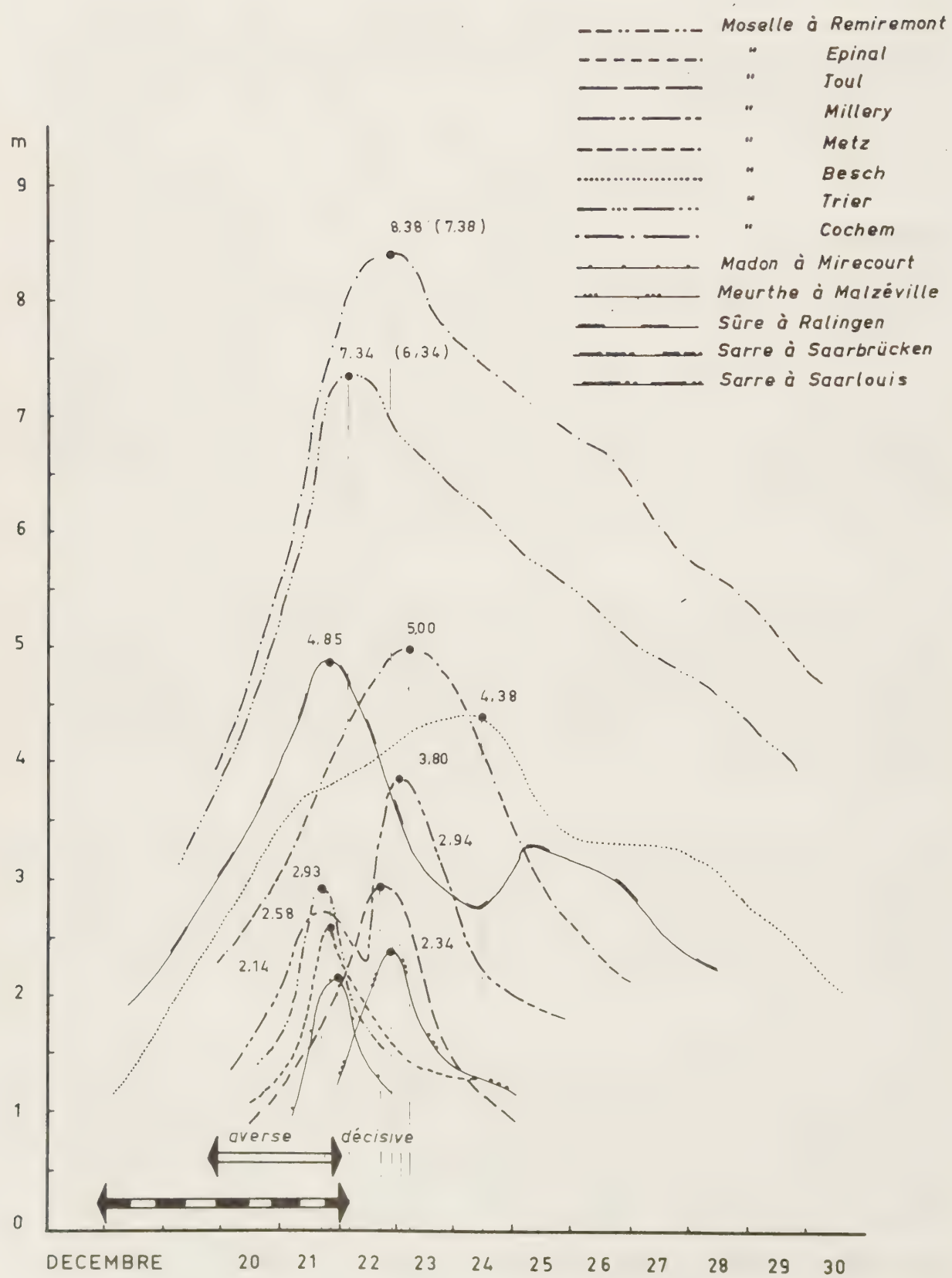
L'intumescence de la Moselle en décembre succéda à un premier gonflement dès la fin de novembre 1952, assez médiocre il est vrai puisque le débit maximal brut atteignit seulement 1840 m3/s à Cochem. L'originalité de la montée de décembre tint à son évolution très particulière.

Les sols du bassin étaient déjà largement saturés lorsque survint l'épisode pluvieux du 18 au 21 décembre. L'averse décisive des 20 et 21 décembre fut médiocre, mais les précipitations furent aberrantes car l'Ardenne, l'Eifel et le Hunsrück reçurent 100 mm en 4 jours contre 150 mm au plus sur l'ensemble du massif vosgien.

L'évolution particulière de la crue, simple dans ses grandes lignes, découla directement de la répartition aberrante des pluies (fig. 98). Du fait d'une montée très rapide de la Sarre et surtout de la Sûre dès le 21 décembre au soir, le maximum de la Moselle fut atteint le 22 décembre en début de matinée à Trèves et en fin de soirée à Cochem.

L'onde venue du massif vosgien ne progressa, par contre, qu'assez lentement. Le maximum du cours d'eau fut observé le 21 au soir à Remiremont et à Epinal, le 22 dans la journée à Toul et à Millery, dans la nuit du 22 au 23 décembre à Metz et dans la matinée du 24 seulement à Besch. Les flots de la Sûre et de la Sarre avaient ainsi précédé à Konz de près de 48 heures celui de la Moselle supérieure et moyenne.

FIG. 98 LA CRUE DE LA MOSELLE EN DECEMBRE 1952.



Ce décalage assez exceptionnel s'explique assez aisément par la relative abondance des précipitations sur les bassins de la Sarre, mais surtout de la Sûre, de la Kyll, de la Salm et de la Lieser. La montée de ces cours d'eau fut rapide et grave alors que celle de la Moselle et de la Meurthe supérieures fut plus lente et modérée. Les hydrogrammes de la Moselle à Trèves et à Cochem ne comportèrent, malgré ce décalage, qu'un seul maximum ; on peut tout au plus noter la lenteur de la décrue en ces deux stations, soutenue à partir du 24 décembre par les apports tardifs de la Moselle supérieure.

Il convient donc d'envisager séparément la puissance de la crue, d'une part dans les bassins supérieur et moyen, d'autre part dans le bassin inférieur.

La crue fut modeste et n'occasionna aucun débordement notable jusqu'à la confluence de la Sûre et de la Sarre. La cote de débordement grave ne fut atteinte en aucune station de la Moselle supérieure et moyenne. Le niveau des eaux s'éleva à 2,93 m à Remiremont et à 2,58 m à Epinal le 21 décembre, à 2,94 m à Toul le 22, à 3,80 m à Millery et à 5 m à Metz dans le nuit du 22 au 23 décembre, à 4,38 m à Besch le 24 (tableau LVIII). La Meurthe, de son côté, ne dépassa pas 2,71 m à Lunéville et 2,34 m à Malzéville le 22 décembre.

La montée de la Sarre fut, par contre, assez grave avec un maximum de 982 m3/s ou 137 1/s/km2 à Mettlach dès le 21,soit un écoulement plus fort qu'en décembre 1919 (tableau LIX). Ce fut cependant le gonflement de la Sûre qui s'avéra décisif dans l'évolution de la crue. A la suite d'assez abondantes précipitations sur le bassin, le niveau du cours d'eau parvint à 4,85 m le 21 décembre, soit une cote plus grave qu'en décembre 1947 - janvier 1926 et qu'en décembre 1947 - janvier 1948. La Sûre écoula 854 m3/s lors de son maximum, soit 198 1/s/km2.

Forte de ces apports, la Moselle qui subissait les premiers effets de l'onde vosgienne, véhicula un maximum de 2 240 m3/s ou de 102 l/s/km2 le 22 décembre à Trèves. Son débit maximal brut à Cochem, renforcé il y est vrai par les apports non négligeables de la Kyll de la Salm et de la Lieser, atteignit le même jour 2750 m3/s, soit 101 l/s/km2.

La crue de décembre 1952, médiocre dans le massif vosgien et sur le Plateau Lorrain, a donc été assez grave dans le bassin inférieur avec une cote de 7,38 m à l'échelle de Cochem. La Moselle véhicula à cette station pas moins de 1,6 milliard de m3 en 11 jours, du 20 au 30 décembre (tableau LXII). La puissance de la crue fut ainsi à peu près identique à celle du deuxième gonflement de février 1970 analysé précédemment, avec un coefficient A de 16,6. Aucune inondation notable ne fut à signaler, sinon dans la vallée de la Sûre en aval de la confluence de l'Our.

8. - Les graves crues de novembre 1910 et de décembre 1882.

Parmi les crues relativement récentes de la Moselle, celles de novembre 1910 et de décembre 1882 ont été également importantes. Le rapprochement de ces deux crues n'est pas fortuit, car le niveau des eaux a atteint dans chaque cas 7,04 m à l'échelle de Cochem.

De telles intumescences, tout juste graves suivant la classification adoptée, sont au total assez fréquentes et représentatives du régime mosellan ; elles se reproduisent, on l'a montré, une à deux fois par décennie, non seulement au coeur de la saison froide, mais également en novembre, en décembre et en mars.

La crue de novembre 1910 a eu une évolution complexe, alors que celle de décembre 1882 a été simple.

La période pluvieuse du 1er au 12 novembre 1910 a comporté deux averses océaniques classiques et distinctes, la première le 2 novembre,

la seconde les 7 et 8 novembre.

Les totaux précipités en 13 jours ont été certes abondants et ils expliquent la gravité même relative du gonflement fluvial : plus de 300 mm sur les hauts sommets vosgiens, plus de 200 mm pour l'ensemble du massif, plus de 150 mm sur la bordure septentrionale du bassin et au moins 100 mm sur le Plateau Lorrain (fig. 99).

Néanmoins, chacune des averses n'a eu en fait qu'une abondance modérée. C'est ainsi que la lame d'eau précipité en 24 heures le 2 novembre n'a pas dépassé 100 mm sur l'ensemble de la montagne vosgienne, 30 à 50 mm sur le Plateau Lorrain et sur le Massif Schisteux Rhénan. (fig. 100).

L'abondance de la seconde averse du 7 au 8 novembre n'a été guère plus forte, mais les sols étaient déjà partiellement saturés quand elle survint et la montée des eaux fut nettement plus grave. La puissance honorable de la crue à Cochem tint donc plus à la durée assez exceptionnelle de la période pluvieuse qu'à son abondance au total très moyenne.

La sucession de deux averses détermina deux maximums distincts sur la Moselle et le second fut indéniablement le plus marqué. La première averse n'entraîna qu'une montée modeste sur le collecteur principal et ses divers affluents. Le niveau des eaux ne dépassa pas ainsi 3,35 m à Millery le 3 novembre et 4,25 m à Metz le 5. La crue fut réellement médiocre à Cochem avec un débit maximal brut de l'ordre de 1150 m3/s.

Le coefficient d'écoulement lors de la seconde phase de la crue fut plus élevé, par suite de la saturation des sols, et les hauteurs d'eau maximales dans les bassins supérieur et moyen dépassèrent largement les cotes-critiques : 3,95 m à Remiremont et 3,90 m à Epinal le 9 novembre, 3,56 m à Toul le même jour en soirée, 5,25 m à Millery le 10 et 6,94 m à Metz le 11 (tableaux LII et LVIII).

FIG.99 PRECIPITATIONS DU 1er AU 12 NOVEMBRE 1910.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.

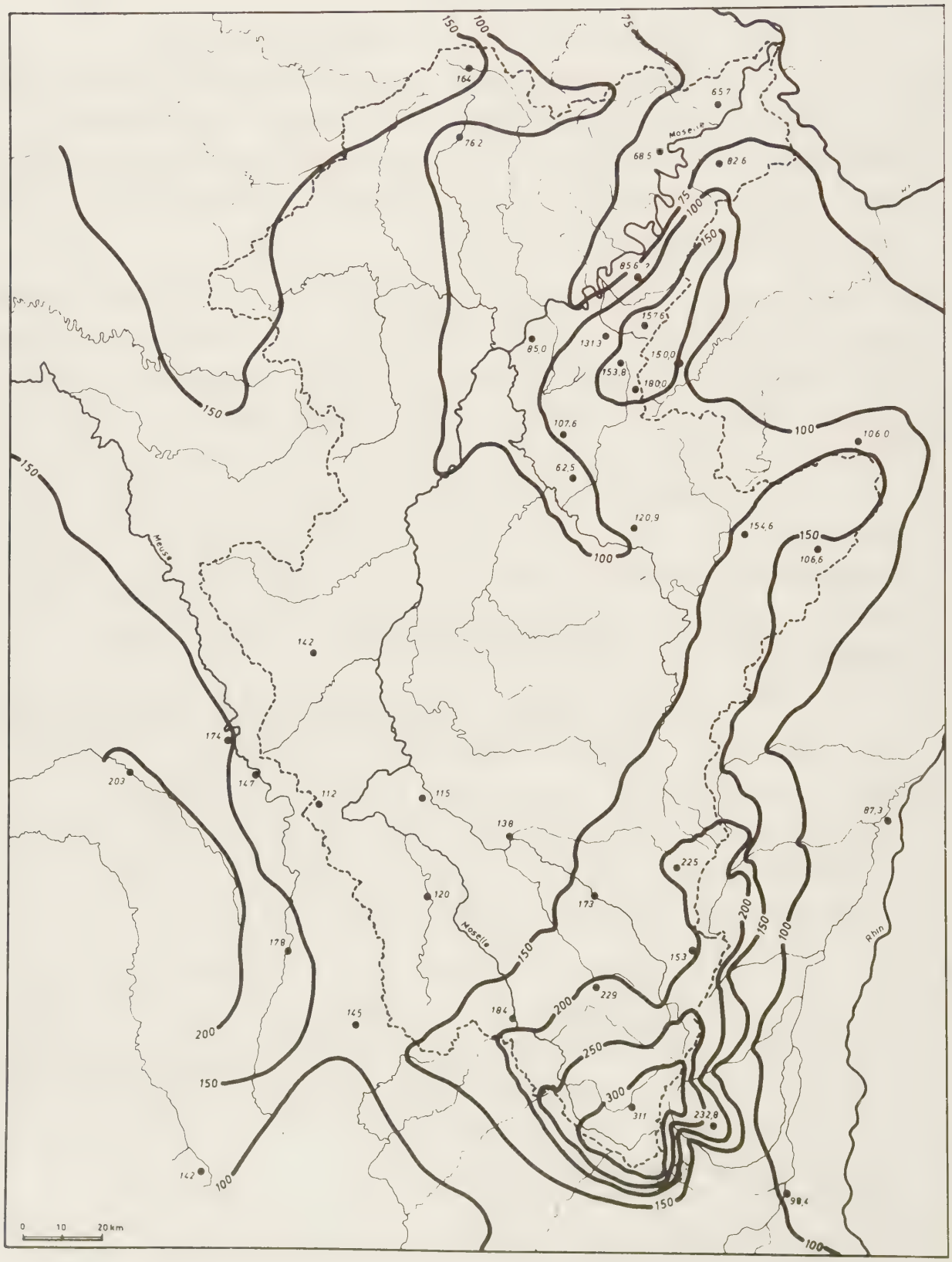
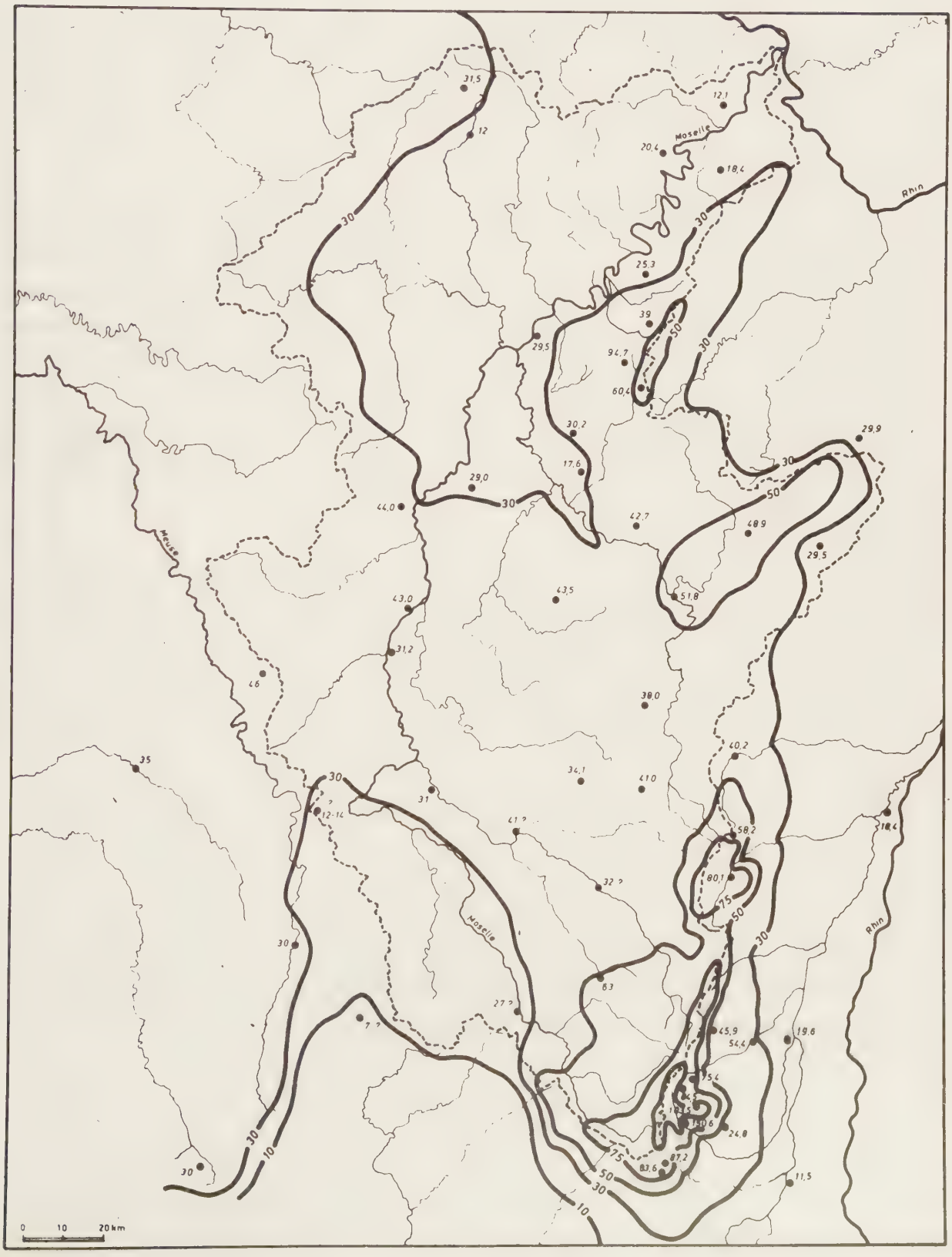


FIG.100 PRECIPITATIONS DU 2 NOVEMBRE 1910.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE



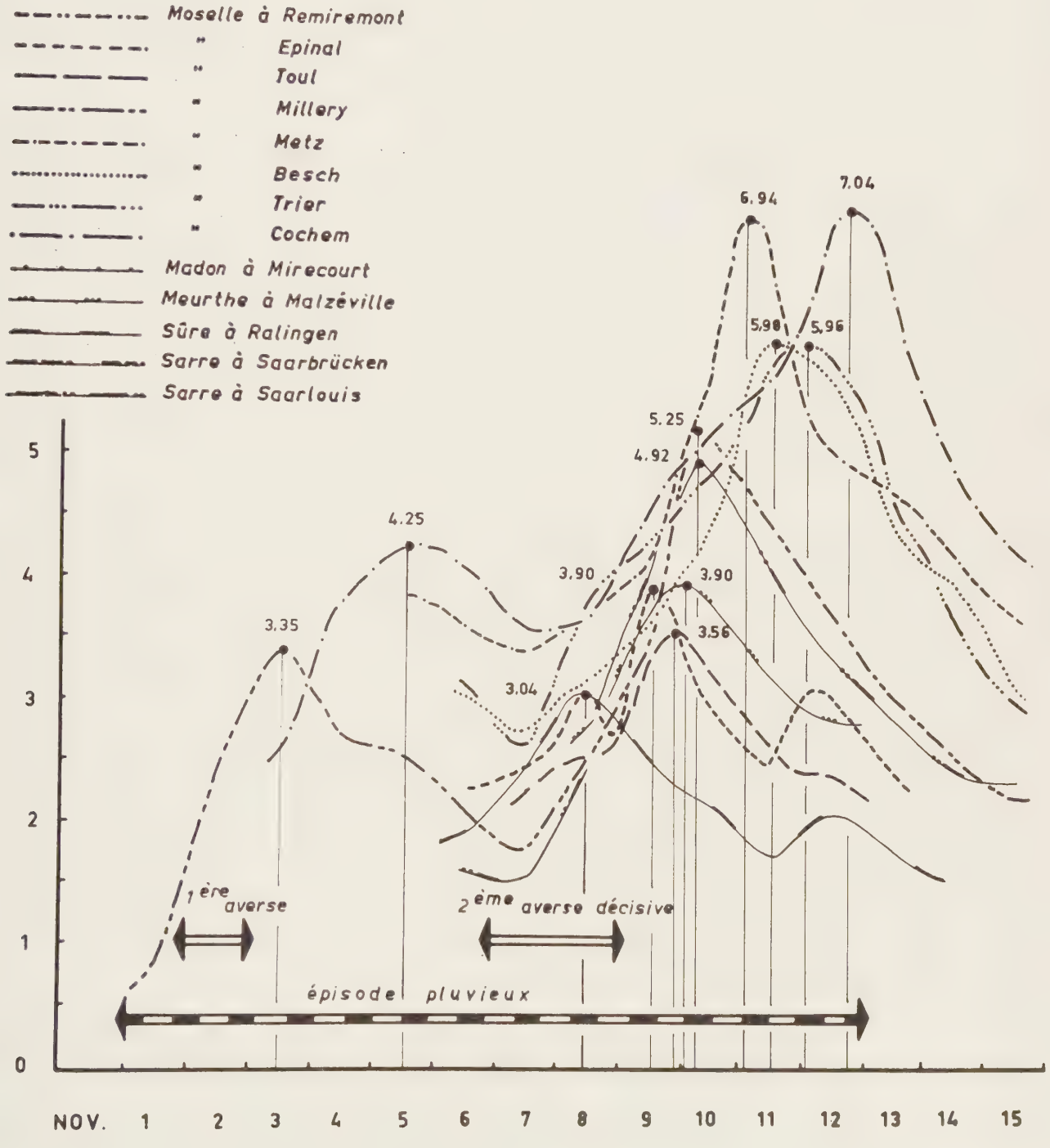
La Moselle aurait ainsi écoulé un maximum assez abondant de 900 m3/s à Toul, supérieur à celui de décembre 1925 - janvier 1926 et même à celui de janvier 1920 (tableau LIX). La crue de la Meurthe fut grave surtout à l'aval du bassin et le niveau des eaux s'éleva à Malzéville à 3,90 m le 10 novembre au matin. Le maximum du cours d'eau, voisin de 750 m3/s selon des estimations sérieuses, parvint à la confluence en net retard sur celui de la Moselle supérieure (fig. 101).

La montée de la Sûre, enregistrée dès le 8 novembre à Ralingen, fut médiocre avec seulement 3,04 m et le maximum écoulé n'atteignit que 377 m3/s ou 88 l/s/km2. Le flot de la Sarre fut observé à la confluence le 10 novembre, donc bien avant celui de la Moselle qui n'eut son maximum à Besch que le 11 au matin. D'ailleurs, l'intumescence de la Sarre fut très modérée ainsi qu'en témoignent les diverses cotes maximales : 4,70 m à Sarreguemines, 4,92 m à Sarrebrück et 3,70 m à Saarburg. Le débit maximal du cours d'eau en cette dernière station atteignit seulement 759 m3/s, soit 106 l/s/km2.

Le retard de l'onde d'origine vosgienne et les apports modérés de la Sarre et de la Sûre ne permirent qu'un gonflement moyen de la Moselle le 12 novembre tant à Trèves qu'à Cochem, avec respectivement 2 190 m3/s et 2535 m3/s. Si le débit maximal spécifique s'élevait encore à 181 l/s/km2 à Besch, il s'abaissa de fait à 91 l/s/km2 à Trèves, et à 95 l/s/km2 à Cochem.

La crue de novembre 1910 fut donc au plus grave, son coefficient A n'atteignit d'ailleurs que 15,5 à Cochem (tableau LXII). Le volume total d'eau écoulé en cette station s'éleva certes à 1,4 milliard de m3, mais en 12 jours du 4 au 15 novembre. Les débordements furent mineurs dans l'ensemble du bassin encore qu'ils affectèrent assez gravement l'agglomération nancéienne mal protégée contre les inondations de la Meurthe. La crue fut néanmoins plus puissante que celle enregistrée 10 mois plus tôt, en janvier 1910.

FIG.101 LACRUE DE LA MOSELLE EN NOVEMBRE 1910.



La crue de décembre 1882 est la seule du XIXe siècle à pouvoir être analysée en détail. En effet, si l'on ne possède aucune estimation sûre des débits écoulés, les données relatives aux précipitations et aux cotes hydrométriques sont par contre nombreuses (M. Von Tein, 1891).

La montée des eaux fut déclanchée par une brève période pluvieuse du 25 au 27 décembre. La répartition des pluies au cours de l'averse fut tout à fait classique : près de 300 mm en 72 heures dans la partie sommitale du bassin, plus de 100 mm sur l'ensemble de la montagne vosgienne, mais 20 à 50 mm au plus sur les bassins moyen et inférieur (fig. 102). L'abondance de l'averse fut ainsi fort moyenne, mais une part importante de la lame d'eau précipitée ruissela directement, car les sols du bassin étaient totalement saturés depuis la très grosse crue du mois de novembre précédent (1).

La crue connut une évolution fort simple et les flots de la Moselle supérieure et de la Meurthe concordèrent assez parfaitement à Pompey. La cote de débordement grave fut atteinte ou dépassée pratiquement en toutes les stations: 3,20 m le 27 décembre à Epinal, 3 m à Toul et 4,97 m à Millery le 28, 6,40 m à Metz le 29 (tableaux LVIII et LII). La Meurthe, quant à elle, s'éleva à 3,35 m à Malzéville.

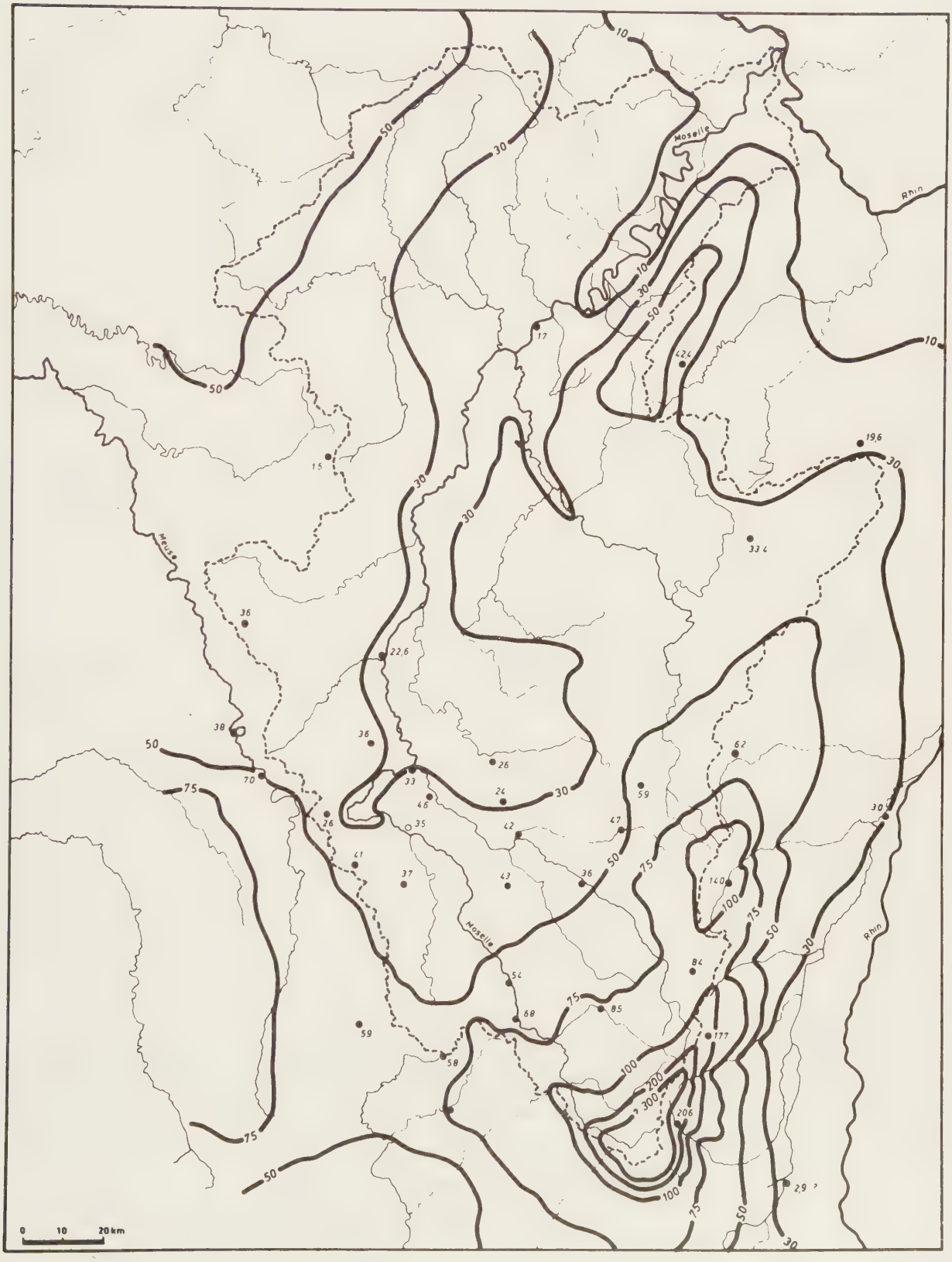
La montée de la Sarre, en très nette avance sur celle de la Moselle moyenne, fut très modeste, son niveau maximal ne dépassa pas 4,54 m à Sarreguemines le 27 décembre et 5,68 m à Sarrebrück le 28. Le maximum seulement moyen de la Moselle à Trèves et à Cochem le 30 décembre, avec respectivement 5,88 m et 7,04 m, fut donc dû pour l'essentiel à l'onde d'origine vosgienne.

Complexes comme la crue de novembre 1910 ou simples comme celle

---

(1) Il ne nous a pas été possible d'envisager la très grave crue de novembre 1882, faute de données pluviométriques et hydrométriques. La cote maximale de la Moselle atteignit 8,63 m à l'échelle de Cochem le 28 novembre (Tableau LVIII).

FIG.102 PRECIPITATIONS DU 25 AU 27 DECEMBRE 1882.
AVERSE OCEANIQUE CLASSIQUE.



de décembre 1882, les montées voisines de 7 m à Cochem sont très caractéristiques du régime mosellan ; les débordements qu'elles entraînent sont limités à des secteurs localisés du bassin et leur fréquence moyenne est au moins décennale (1).

(1) La crue de novembre 1882 n'occasionna ainsi d'inondations graves que dans les bassins supérieurs de la Moselle et de la Meurthe. La Moselotte et la Vologne, le Rabodeau et la Plaine débordèrent largement dans leurs vallées, mais ne causèrent en définitive que des dégâts limités (M. von Tein, 1905).

C O N C L U S I O N

L'étude des crues de la Moselle a été menée à dessein dans une optique géographique. On s'est attaché à la description minutieuse et à l'explication des principales crues du cours d'eau en saison chaude comme en saison froide, tout en dégageant leurs traits communs. Par ailleurs, chaque gonflement fluvial a été comparé à ceux d'autres cours d'eau océaniques.

L'ampleur de certaines inondations, surtout dans le bassin moyen nous a conduit à poser les problèmes de l'annonce et de la prévision des crues ainsi que des moyens de protection adéquats.

Du fait de l'abondance de la documentation, l'analyse des crues a présenté à priori beaucoup moins de difficultés que celle des étiages, en dépit d'une genèse et d'une évolution plus délicate à saisir.

Un premier choix s'est néanmoins imposé dans la définition des crues, gonflements fluviaux exceptionnels et irréguliers, par opposition aux hautes eaux moyennes saisonnières. Pour les cours d'eau océaniques, la saison hivernale des hautes eaux moyennes est aussi celle des crues les plus graves. Les crues estivales se produisent au cours d'une saison indigente, ce qui les rend d'autant plus originales.

On ne peut d'ailleurs parler de crue qu'en cas de débordement, si limité soit-il, hors du lit apparent et au-delà d'une hauteur d'eau minimale donnée. La cote de 3 m à l'échelle de Cochem a été retenue comme valeur minimale caractéristique des crues de saison chaude et celle de 4 m pour les

gonflements de saison froide. On a été amené ainsi à établir une classification des crues mosellanes à l'aval du bassin en fonction des cotes maximales : crues médiocres de 3 ou 4 m à 6 m, crues moyennes de 6 à 7 m, crues graves de 7 à 8 m, crues très graves de 8 à 9 m et crues catastrophiques au-delà de 9m.

Les données hydrométriques abondent certes, mais une critique sérieuse de leur valeur s'est imposée. Les hauteurs d'eau enregistrées lors des crues du bassin sont relativement sûres et homogènes. On dispose de relevés horaires pour toutes les grandes crues de ce siècle et au minimum des cotes maximales pour les fortes montées du XIXe siècle.

Les valeurs des débits de crue, instantanés ou moyens journaliers, sont, quant à elles, plus rares et davantage sujettes à caution. D'ailleurs, les séries de débits disponibles dans les secteurs français et luxembourgeois du bassin ne concernent que quelques crues récentes de saison chaude ou de saison froide postérieures à 1955. Des estimations ónt cependant été tentées pour des crues plus anciennes en diverses stations, spécialement pour l'intumescence de décembre 1947 - janvier 1948.

Les nombreux jaugeages effectués en période de crue ont permis, au contraire, d'établir des bonnes corrélations entre les hauteurs d'eau et les débits aux stations allemandes de Ralingen sur la Sûre, de Saarburg puis de Mettlach sur la Sarre et surtout à Cochem sur la Moselle. Il a été ainsi possible de reconstituer sans risques d'erreurs graves les débits maximaux de ces trois cours d'eau lors des principales crues du XXe siècle.

Les averses orageuses de saison chaude, localisées dans l'espace, peuvent entraîner des crues d'une certaine gravité, mais limitées à de petits bassins et donc sans influence sur les grands organismes fluviaux. Les averses cycloniques de saison chaude, plus durables et plus extensives, engendrent des crues généralisées à l'ensemble du bassin, mais qui n'atteignent que rarement la gravité des gonflements fluviaux de saison froide.

Les crues locales de saison chaude, dûes à des averses n'excédant pas 30 à 40 mm, présentent un réel intérêt, même si leurs conséquences sur l'écoulement général sont réduites. Elles sont plus fréquentes que les crues générales et elles se produisent surtout au coeur de la saison chaude, en juin, en juillet et en août. Elles peuvent provoquer des inondations localisées, mais très brutales.

L'exemple des crues d'août 1968 dans le bassin vosgien de la Belbriette et dans celui de l'Euron, situé sur le Plateau Lorrain, a permis de dégager le rôle décisif en été des facteurs pédologiques et biogéographiques sur le ruissellement et l'écoulement fluvial.

La puissance des crues locales peut revêtir exceptionnellement une réelle gravité en saison chaude, à la suite d'averses torrentielles, telle celle du 30 avril 1959 dans le Nord-Ouest de l'Eifel.

Accompagnées ou non de telles crues locales, des montées plus générales peuvent se développer à l'échelle du bassin. Ces crues générales sont assez fréquentes, mais surtout au début et à la fin de la saison chaude, en avril-mai,en juin, en septembre, en octobre, rarement en juillet, jamais en août. La plupart des crues inventoriées de 1818 à 1885 et surtout de 1886 à 1965 ont été médiocres ou moyennes au plus. Sur les 33 crues retenues au cours des 80 dernières années, une seule a atteint 7 m à Cochem, celle d'octobre 1930, mais la crue très récente de mai 1970 a été plus grave avec 7,36m.

Les montées de la Moselle en saison chaude correspondent souvent à des phénomènes analogues dans les bassins océaniques voisins de la Meuse, de la Seine ou de la Saône, sans que la coïncidence soit toutefois aussi nette qu'en saison froide, vu le caractère moins extensif des averses cycloniques estivales.

Lors de la plupart de ces crues, la vitesse moyenne de propagation

des maximums est toujours plus lente qu'en saison froide, non pas par suite de débordements le plus souvent limités, mais simplement du fait des modestes volumes écoulés. D'autre part, l'évolution des crues, simples ou complexes, ne présente que très rarement des possibilités de concordances redoutables. Tantôt, la crue intéresse surtout le bassin supérieur, comme en juillet 1948, et le maximum s'atténue alors rapidement vers l'aval, tantôt l'intumescence se développe dans les bassins moyens et inférieurs, comme en mai 1958 ou en mai 1959.

La majorité des gonflements de saison chaude se singularise par une puissance médiocre. Les hauteurs d'eau maximales atteignent rarement les cotes de débordement grave. Les débits maximaux bruts et spécifiques dépassent peu souvent à Cochem 1300 m3/s et 50 l/s/km2. La médiocrité de l'écoulement explique que les valeurs du coefficient A soient en définitive faibles, de l'ordre de 10, donc largement inférieures à celles qui caractérisent les crues maximales de saison chaude dans les bassins d'Europe centrale.

La faible puissance des crues estivales de la Moselle tient aux conditions particulières de l'écoulement. Une part non négligeable des précipitations, qui excèdent rarement 70 à 80 mm en 48 heures, est soustraite au ruissellement par infiltration et par évaporation au niveau du sol et surtout du couvert végétal. Les quotients d'écoulement sont de ce fait médiocres et compris entre 15 % et 40 % au maximum.

Lors du gonflement remarquable de mai 1970, la puissance du phénomène a été cependant beaucoup plus forte. Le débit maximal brut de la Moselle s'est élevé à 2740 m3/s le 14 à Cochem, soit une valeur spécifique de 102 l/s/km2. Le coefficient A a atteint 16,6 et le coefficient d'écoulement de la crue a dû approcher 52 %. Cette grave crue a été déterminée par une convergence assez exceptionnelle des conditions climatiques, biogéographiques et pédologiques. L'averse génératrice a été durable, extensive et abondante, spécialement sur le bassin de la Sarre. Le retard de la feuillaison et la saturation des sols ont permis un fort taux de ruissellement direct.

Malgré une extrême diversité, il a été possible de dégager un certain nombre de traits communs propres aux crues de la Moselle en saison froide ; ils concernent leur genèse, leur fréquence, leur mode de propagation et d'évolution, leur puissance et leur quotient d'écoulement effectif.

La genèse des crues en saison froide est originale. Les conditions du ruissellement sont singulièrement modifiées par rapport à la saison chaude. Les sols sont fréquemment saturés par des pluies préparatoires lorsque survient l'épisode pluvieux ou l'averse décisive. Le couvert végétal et forestier ne possède plus en période hivernale qu'une capacité d'interception réduite et, du fait des basses températures atmosphériques assez basses, les possibilités d'évaporation physiques sont limitées. Les facteurs topographiques jouent alors pleinement leur rôle dans la propagation et dans l'évolution des crues. Les précipitations, parfois à peine plus abondantes qu'en saison chaude, sont alors plus efficaces pour l'écoulement.

Elles constituent, d'ailleurs, la cause essentielle des crues. La fusion nivale, même dans la montagne vosgienne, précède généralement l'averse décisive ; elle permet toutefois une saturation au moins partielle des sols et contribue ainsi indirectement à un fort taux d'écoulement de la lame d'eau précipitée. Peu de crues de la Moselle sont aggravées par des phénomènes d'embâcle ou de débâcle et le cas du cataclysme de février 1784 semble vraiment exceptionnel.

La fréquence des gonflements de la Moselle à Cochem en saison froide est variable selon que l'on considère des crues médiocres ou moyennes et des crues graves et très graves. De 1818 à 1965, le cours d'eau a éprouvé en moyenne tous les ans une montée de plus de 4 m et également une montée de 5 à 6 m et ceci en n'importe quel mois. Les crues moyennes, dont les cotes maximales sont comprises entre 6 et 7 m, s'observent approximativement tous les 5 ans. Les crues graves, dépassant 7 m à Cochem, ne se renouvellent en moyenne que tous les 10 ans, surtout en novembre, en décembre, en janvier et en février. La fréquence des crues très graves, supérieures à 8 m, est très

faible, de telles crues ne se reproduisent en moyenne que tous les 20 ans. Quant aux crues dépassant 9 m, elles sont fort heureusement exceptionnelles, de type centenaire.

La propagation des crues est relativement plus rapide qu'en saison chaude et l'onde vosgienne parvient en 3 ou 4 jours au Rhin à Coblence. Les crues de la Moselle sont donc beaucoup plus brèves que celles de la Seine ou de la Saône. Les vitesses moyennes de propagation du maximum varient assez nettement suivant les secteurs du bassin.

Quelle soit simple ou complexe, l'évolution des crues de la Moselle est compliquée, plus encore qu'en saison chaude, par les apports abondants d'affluents comme la Meurthe, la Sûre et surtout la Sarre. Si la structure du réseau mosellan, à la différence de celui de la Seine, facilite la concordance des ondes élémentaires lors d'une crue simple et se révèle peu favorable à une interférence de deux ondes successives en cas de crue complexe, la non-concordance des flots de la Moselle moyenne et de la Sarre est cependant très fréquente. Plus le décalage entre l'onde de la Moselle et celle de la Sarre est réduit, que cette dernière précède ou non celle de la Moselle, plus le gonflement du collecteur principal risque d'être grave à Trèves et à Cochem, dans la mesure toutefois où la crue de la Sarre est elle-même remarquable.

La puissance effective des crues de la Moselle, à l'issue de son bassin, tient donc à l'abondance et à la répartition classique ou aberrante des averses, au rôle de la fusion nivale, au degré de saturation des sols, à la plus ou moins grande concordance des flots de la Moselle supérieure et de la Meurthe, de la Moselle moyenne, de la Sûre et surtout de la Sarre. Les crues mosellanes d'hiver sont plus puissantes que celles d'été, que l'on considère leurs cotes maximales, leurs débits maximaux bruts et spécifiques, les volumes totaux qu'elles écoulent, leur puissance véritable, exprimée par le coefficient A.

Deux crues catastrophiques ont été enregistrées à Cochem depuis

1818 et en fait depuis 1784, celles de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920 avec des cotes maximales respectives de 9,24 m et de 9,14 m. Onze crues ont dépassé 8 m à l'échelle de la station depuis 1818 et, sur les 15 crues supérieures à 7 m, six seulement ont été inférieures à 7,36 m, hauteur maximale de l'intumescence récente de mai 1970.

Le maximum brut connu de la Moselle le 31 décembre 1925 au soir et le 13 janvier 1926 au matin a été plus qu'honorable avec 4100 m3/s, soit une valeur spécifique de 151 l/s/km2. Il a été ainsi bien supérieur au maximum maximorum de la Seine à Paris en janvier 1910 et très proche de celui de la Weser à Intschede en janvier 1841 ou de la Saône à Lyon en novembre 1840. Par ailleurs, de nombreux maximums bruts ont été compris entre 3000 et 4000 m3/s lors de gonflements récents, soit des valeurs spécifiques dépassant largement 100 l/s/km2. L'apport de la Moselle joue ainsi un rôle décisif sur l'écoulement rhénan en période de crues.

Le cours d'eau a débité en 13 jours à Cochem, en décembre 1925 - janvier 1926, près de 2,4 milliards de m3, donc pratiquement autant que la Saône à Lyon lors de sa crue la plus grave, mais en deux fois moins de temps. Le volume total d'eau écoulé au cours des gonflements les plus graves de la Moselle varie de 1,4 à plus de 2 milliards de m3 et la Sarre y contribue pour 25 à 30 % en moyenne.

La puissance véritable des crues mosellanes ressort enfin parfaitement des valeurs du coefficient A. Le coefficient de la crue-record de décembre 1925-janvier 1926 s'est élevé à 24,9, valeur assez proche de celle enregistrée pour la Saône à Lyon et la Weser à Intschede et nettement plus élevée que celle caractérisant les plus graves crues de la Seine. Lors des gonflements graves ou très graves du XXe siècle, le coefficient A a varié en fait à Cochem de 15 à 24.

Cette puissance honorable des crues tient en définitive aux valeurs assez élevées des coefficients globaux d'écoulement qui oscillent à Cochem entre 70 et 80 %, selon le degré de saturation des sols. Les quotients d'écoulement en saison froide sont ainsi très supérieurs aux quotients propres à la saison chaude, à lame d'eau précipitée équivalente ; ils sont du même ordre

que ceux enregistrés pour les intumescences graves de la Saône, du Lot ou Tarn, également soumis à une certaine influence montagnarde.

Quelques grandes crues récentes de saison froide ont fait l'objet d'une analyse particulière et l'originalité propre à chacun de ces gonflements fluviaux a été soulignée.

A la fin de l'année 1925 et au début de 1926, une montée générale des eaux fut observée sur de nombreux cours d'eau d'Europe occidentale et la Moselle connut son gonflement le plus grave depuis février 1784. La crue complexe eut une évolution très classique, avec deux maximums distincts ; le maximum principal correspondit à la seconde averse, aberrante et très abondante sur le bassin inférieur. La crue prit une allure catastrophique surtout à l'aval de Trèves, mais la configuration particulière des lits fluviaux ainsi que la pente accrue dans ce secteur permirent un écoulement rapide des eaux sans débordements trop graves. Les inondations furent, par contre, catastrophiques dans la vallée du Rhin inférieur en aval de la confluence de la Moselle.

La période de décembre 1919 à janvier 1920 a été également riche en crues dans les régions océaniques. La Moselle a compté deux crues différentes, celles de la fin de décembre 1919 au début de janvier 1920 et celle de la mi-janvier 1920. Le premier gonflement, à caractère complexe, a été nettement moins grave que le second à évolution simple. La puissance de la crue de la mi-janvier fut presque aussi redoutable qu'en décembre 1925-janvier 1926, par suite d'une saturation quasi totale des sols.

Des crues graves se développèrent également dans le bassin de décembre 1947 à janvier 1948. La première intumescence, de la fin de décembre 1947 au début de janvier 1948, prit un caractère vraiment catastrophique dans le bassin moyen sous l'action d'une averse aberrante exceptionnellement abondante sur le Plateau Lorrain. La concordance quasi absolue des flots de la

Moselle supérieure et moyenne avec ceux du Madon, de la Meurthe et de la Seille détermina des inondations d'une ampleur inaccoutumée à Nancy, à Pont-à-Mousson et à Metz. La gravité du phénomène fut atténuée à l'aval grâce au décalage très net entre les apports de la Sarre et de la Moselle moyenne. Cette crue, que l'on peut considérer comme crue-type de 100 à 200 ans dans le bassin moyen, témoigne mieux encore que le cataclysme de décembre 1925-janvier 1926 du caractère immodéré et irrégulier du régime mosellan, d'autant qu'elle a fait suite à une longue période d'étiages de saison froide et de saison chaude.

La crue de la Moselle en janvier 1955 s'intègre dans un système original de crues océaniques qui vit monter le Rhône supérieur et la Saône, le Rhin, la Seine, la Loire inférieure et surtout la Garonne moyenne. Cette crue, moins grave que les précédentes à Cochem, est remarquable du fait de son évolution très complexe. La succession de crues élémentaires très rapprochées favorisa exceptionnellement dans le bassin une interférence des ondes successives et la formation d'un maximum unique à l'aval. Il n'y eut pas de débordements vraiment catastrophiques, mais certaines localités riveraines du cours supérieur et moyen connurent plusieurs inondations en un bref laps de temps.

Deux crues simples se succédèrent sur la Moselle en février 1958 à moins de 8 jours d'intervalle. La première crue fut la plus grave et elle atteignit près de 8m à Cochem. Sa genèse fut originale en ce sens que la fusion nivale joua, fait assez exceptionnel, un rôle décisif dans l'écoulement de la crue. On retrouve une telle influence nivale dans les deux gonflements très récents de février 1970.

Parmi d'autres crues graves et relativement récentes de la Moselle ayant atteint ou dépassé 7 m à l'échelle de Cochem, on peut citer enfin l'intumescence de décembre 1952 caractérisée par un très fort décalage entre les apports de la Sarre et de la Moselle moyenne, les gonflements de novembre 1910 et de décembre 1882, qui peuvent être considérés comme typiques des montées décennales du cours d'eau.

Les inondations ne revêtent donc jamais un caractère catastrophique dans la vallée inférieure de la Moselle, même lors des crues les plus graves, car les localités riveraines du cours d'eau, peu étendues à l'exception de Trèves, sont relativement bien protégées par les routes ou le remblai de la voie ferrée jouant le rôle de digues.

Les débordements sont beaucoup plus redoutables dans le bassin supérieur et surtout dans le bassin moyen, en particulier dans les vallées de la Meurthe en aval de Lunéville, de la Moselle en aval de Pompey et de la Sarre en aval de Sarreguemines. La densité des implantations humaines et industrielles aggrave bien souvent les effets des débordements, spécialement dans le cas de l'agglomération nancéienne. Si les inondations sont limitées dans les vallées principales lors des crues seulement moyennes, elles sont, par contre, assez spectaculaires dans certains petits bassins imperméables ou à pentes faibles, te ceux du Madon, de la Seille, de l'Orne et de la Nied.

Les inondations de novembre 1910, de décembre 1919 et surtout de décembre 1947 ont soulevé le double problème de l'annonce et de la prévision des crues et de la protection contre les submersions sur le Plateau Lorrain. On se contentera d'émettre à ce sujet quelques remarques personnelles suggérées par l'analyse de diverses crues redoutables.

L'annonce des crues, régie par des règlements très stricts et sans cesse améliorés, fonctionne parfaitement dans la partie française de notre bassin, grâce au dévouement et à la haute qualification des spécialistes du Service de la Navigation à Nancy. Cette annonce consiste néanmoins en une simple transmission de proche en proche, de l'amont à l'aval, des hauteurs d'eau observées. Aucune prévision des volumes de crue à escompter n'est établie, malgré les nombreuses stations de jaugeage implantées récemment dans le bassin, et les indications relatives aux lames d'eau précipitées et à la fusion nivale permettent au mieux d'apprécier la gravité probable des cotes maximales. D'autre part, l'annonce des crues dans les bassins supérieur et moyen de la Sarre relève toujours assez curieusement du Service de la Navigation de Strasbourg.

Dans la partie allemande du bassin, l'annonce des crues est assurée par le "Wasser-und Schiffahrtsamt" de Sarrebrück pour la Sarre et le "Wasser-und Schiffahrtsamt" de Trèves pour la Moselle inférieure, sans liens étroits d'ailleurs avec les services français compétents. De son côté, la "Wasser-und Schiffahrtsdirektion" de Mayence centralise les renseignements concernant la Moselle, mais également le Main, la Nahe et la Lahn afin de prévoir les montées probables du Rhin inférieur à l'aval de Coblence.

L'annonce des crues se double ainsi d'une véritable prévision des débits maximaux à attendre, elle est facilitée, il est vrai, par la connaissance des débits-records de la Moselle au XXème siècle tant à Trèves qu'à Cochem. L'aménagement récent de la Moselle n'a modifié en rien ce système d'annonce et de prévision, puisque les barrages sont totalement couchés lors des crues et permettent temporairement un retour à l'écoulement naturel.

Il est donc bien évident qu'une meilleure coordination de l'annonce des crues serait souhaitable à l'échelle du bassin de la Moselle entre les divers services nationaux responsables. Par ailleurs, l'annonce des crues pourrait être grandement améliorée grâce à une transmission automatique des renseignements, déjà utilisée dans les bassins témoins de la Corrèze ou de la Vézère, par exemple.

Enfin, ce simple service d'alerte pourrait être complété par un service de prévision des débits maximaux à prévoir en fonction de précipitations et d'une fusion nivale données, de l'atténuation probable de ces débits du fait de débordements dans le lit majeur, de la vitesse de propagation des maximums à escompter. L'étude prévisionnelle peut, grâce à l'emploi de calculatrices rapides, être d'un grand secours dans ce domaine de l'hydrologie appliquée. Le développement de la métropole lorraine dans le secteur du bassin le plus menacé par les inondations imposera sans aucun doute à terme une réforme des méthodes actuelles d'information et de prévision des crues.

Les graves débordements de 1910, de 1919 et surtout de 1947 ont également remis en cause les moyens de protection des agglomérations urbaine et industrielles contre les submersions. Le rapport de la "Commission d'Etude Technique des Inondations de décembre 1947 dans le Bassin Lorrain" a fort justement montré les limites réelles de la lutte contre de telles catastrophes. L'implantation dans le bassin supérieur de la Moselle de barrages-réservoirs, permettant de contrôler l'évolution des crues et d'écrêter les débits maximaux, se heurte à des problèmes financiers et surtout techniques, vu l'abondance des volumes totaux effectivement écoulés ; leur influence sur les crues ne serait en tout état de cause que très faible. Le projet actuel de petits lacs de retenue dans le massif vosgien et sur le Plateau Lorrain est destiné avant tout, rappelons le, à atténuer la gravité des étiages.

Le meilleur moyen de lutte contre les inondations consiste en réalité à favoriser un écoulement rapide des débits de crue dans les lits apparent et majeur. Divers travaux ont été entrepris en ce sens aux abords des grandes agglomérations, ils concernent l'entretien et la rectification des lits fluviaux, le maintien de débouchés suffisants pour les ouvrages d'art. L'aménagement en cours de la Moselle de Metz à Thionville et de Neuves-Maisons à Metz devrait se révéler assez efficace à cet égard, bien que l'installation de l'autoroute Metz-Nancy dans la plaine alluviale ne soit pas sans poser de délicats problèmes, à notre avis.

L'interdiction ou du moins la stricte réglementation de la construction dans le champ d'inondation de 1947 reste le plus sûr moyen de permettre un libre écoulement des eaux et de réduire les durées de submersion. Il ne semble pas que cette directive, préconisée dès 1948 par la commission des experts et par la commission officielle d'enquête, ait été suivie entièrement par les urbanistes et les promoteurs, particulièrement dans le cas des agglomérations nancéienne et messine, et l'on peut redouter à juste titre les conséquences qu'aurait à présent en Lorraine une crue de l'ampleur de celle de décembre 1947-janvier 1948.

Assez paradoxalement, les plus graves crues de la Moselle n'entrainent que des inondations limitées dans la vallée inférieure de Trèves à Coblence, alors qu'elles contribuent grandement à aggraver les submersions dans la vallée du Rhin à l'aval de la confluence. C'est cette influence de la Moselle sur le Rhin, spécialement en période de crues, qui va être envisagée maintenant.

C H A P I T R E V I

L'INFLUENCE DE LA MOSELLE SUR LE REGIME DU RHIN INFERIEUR

Sans prétendre aucunement étudier dans toutes ses caractéristiques et en détail le régime du Rhin inférieur (1), auquel d'excellentes mises au point récentes ont été consacrées (Der Rhein, 1951 - M. Pardé, 1959c- W. Eschweiler, 1959b- J. W. Tops, P. J. Wemelsfelder et A. Volker, 1959), on voudrait simplement mettre en valeur ici l'influence particulière de la Moselle sur le régime du fleuve, c'est-à-dire sur son abondance moyenne, sur les variations saisonnières de ses débits et sur ses crues.

On a montré, par ailleurs, que la Moselle ne joue en saison chaude qu'un rôle assez secondaire dans l'écoulement du fleuve en régime d'étiages ; l'affluent semble combattre et atténuer de façon point négligeable la médiocrité que les débits rhénans présentent parfois en saison froide (Deuxième Partie - Chapitre IV).

I.- L'influence de la Moselle sur l'abondance annuelle du Rhin inférieur

Le rôle effectif de la Moselle sur l'écoulement annuel du Rhin doit être envisagé à partir des valeurs brutes et spécifiques, encore convient-il auparavant de rappeler brièvement le sens des variations des modules du secteur alpin à la station de Kaub.

(1) On a conservé en la précisant la subdivision du cours du Rhin en trois secteurs principaux adoptée par les hydrologues allemands (W. Eschweiler, 1959b). Le Rhin alpin, au régime directement soumis à l'influence montagnarde, court des sources au lac de Constance et en fait à Bâle. Le régime du Rhin supérieur, de Bâle à Bingen et en réalité à Kaub, en amont de la confluence de la Lahn et de la Moselle, reste largement influencé par les apports alpins. Le régime du Rhin inférieur, à l'aval de Kaub, est lié de façon décisive aux apports des bassins océaniques. En fait, on pourrait également distinguer un Rhin alpin jusqu'au lac de Constance, un Rhin supérieur jusqu'à Bâle, un Rhin moyen de Bâle au confluent de la Moselle, puis un Rhin inférieur.

A.- L'abondance moyenne annuelle du Rhin alpin et supérieur

L'écoulement annuel du Rhin alpin et supérieur est caractérisé par une augmentation assez lente des valeurs brutes, du moins à l'aval de la confluence de l'Aar, et par une diminution sensible et régulière des valeurs spécifiques.

1.- Un accroissement lent de l'abondance absolue

Le module global brut du fleuve, grossi par les apports alpins de l'Aar, voisins de 560 m3/s, s'élève déjà à 1010 m3/s à Rheinfelden et à 1040 m3/s à Bâle (période de référence 1936-1965) (1).

De Rheinfelden à Kaub, l'abondance brute s'accroît assez lentement, de 54 % environ. Le Rhin supérieur voit ainsi son module global passer de 1220 m3/s à Maxau à 1370 m3/s à Worms, à l'aval de la confluence du Neckar, et à 1560 m3/s à Kaub, à l'aval des confluences du Main et de la Nahe (tableau LXIII).

Le Neckar débite, en effet, moins de 150 m3/s et il n'entraine qu'une augmentation de 13 % de l'abondance brute du fleuve. L'apport du Main n'est guère plus abondant avec 170 m3/s et celui de la Nahe est tout à fait secondaire avec 25 m3/s.

Ainsi, la part du Rhin alpin dans l'écoulement annuel demeure très élevée, elle est voisine de 82 % à Maxau, de 73 % à Worms et de 64 % à Kaub, alors qu'elle ne représente qu'un peu plus de 50 % à Andernach, à l'aval de la confluence de la Moselle (tableau LXIII).

2.- Une décroissance continue de l'abondance spécifique

La diminution régulière de l'abondance spécifique du Rhin de Rheinfelden à Kaub est liée de toute évidence à l'atténuation progressive de l'influence alpine dans l'alimentation du fleuve, mais aussi à la faiblesse des apports des affluents dans ce secteur du bassin.

---

(1) La période 1936-1965, très brève, est la seule dont on dispose. Une série de 50 à 100 ans permettrait d'avoir des valeurs plus "normales", tout au moins pour les modules.

T A B L E A U L X I I I

DEBITS MOYENS BRUTS ANNUELS ET SAISONNIERS DU RHIN ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS (m3/s)

Rhin Station	Affluent Station	Période de référence	Débit moyen annuel	Débit moyen de saison froide	Débit moyen de saison chaude
Rheinfelden		1936-1965	1 010	817	1 200
Maxau		1936-1965	1 220 (1) 82 %	1 070 (1) 76 %	1 340 (1) 89 %
	Neckar-Rockenau	1951-1965	121	157	86
Worms		1936-1965	1 370 (1) 73 %	1 280 (1) 63 %	1 460 (1) 82 %
	Nahe-Grolsheim	1946-1965	25	37	12
Kaub		1936-1965	1 560 (1) 64 %	1 560 (1) 52 %	1 560 (1) 76 %
	Lahn-Kalkhofen	1951-1965	46	66	26
	Cochem-Moselle	1936-1965	288	425	152
Andernach		1936-1965	1 920 (1) 52 %	2 100 (1) 39 %	1 750 (1) 68 %
	Sieg-Siegburg	1934-1965	32	48	16
	Ruhr-Hattingen	1941-1965	65	89	40
	Lippe-Haltern	1951-1965	37	50	26
Rees		1936-1965	2 200 (1) 46 %	2 450 (1) 33 %	1 940 (1) 61 %

(1) Part du Rhin alpin (Rheinfelden) dans l'écoulement annuel et saisonnier à la station considérée (%)

Le module spécifique du Rhin passe ainsi, au cours de la période 1936-1965, de 29,2 l/s/km2 à Rheinfelden pour 34 550 km2, à l'aval de la confluence de l'Aar au module élevé et voisin de 31,6 l/s/km2, à 24,2 l/s/km2 à Maxau pour 50 343 km2, à 19,9 l/s/km2 à Worms pour 68 936 km2 et à 15 l/s/km2 à Kaub pour 103 729 km2 (fig. 103). L'abondance spécifique du Rhin diminue donc de près de 50 % entre les deux stations de Rheinfelden et de Kaub.

L'apport médiocre des affluents du Rhin supérieur, qui drainent des bassins de plaines et de plateaux assez modestement arrosés, explique pour une bonne part cette décroissance continue. C'est ainsi que le module spécifique du Neckar à Rockenau n'atteint que 9,5 l/s/km2 pour 12 710 km2, celui du Main à Francfort 6,9 l/s/km2 pour 24 798 km2 et celui de la Nahe à Grolsheim 6,1 l/s/km2 pour 4011 km2 (1).

La diminution de l'écoulement spécifique du Rhin est cependant atténuée à l'aval de Kaub, grâce aux apports assez abondants de divers affluents et de la Moselle tout particulièrement.

B.- Le soutien décisif apporté par la Moselle au Rhin inférieur

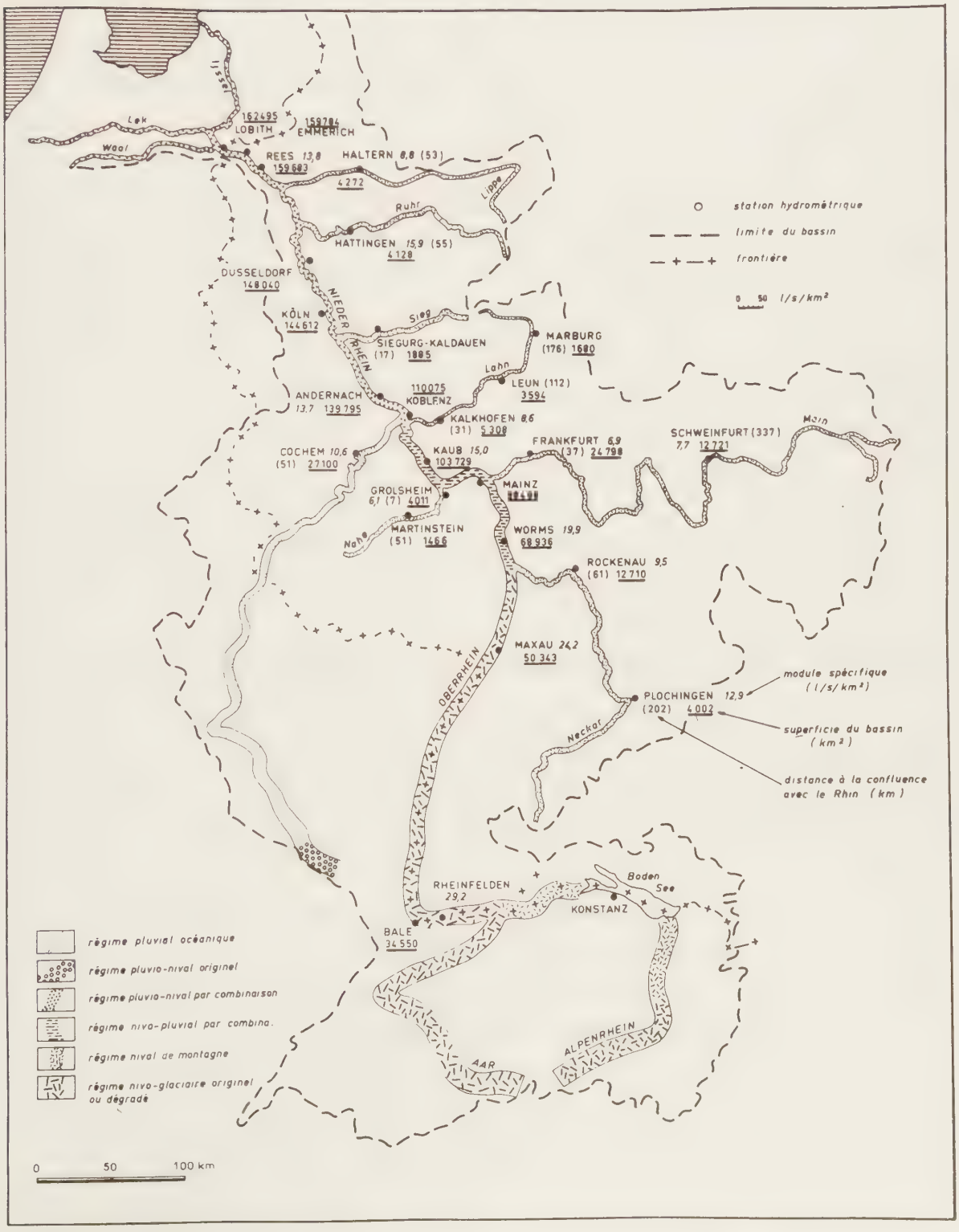
L'écoulement annuel du Rhin inférieur est caractérisé par une augmentation sensible des valeurs brutes et par une nette atténuation de la diminution des valeurs spécifiques. La Moselle joue un rôle essentiel dans l'évolution de l'abondance rhénane en aval de Kaub, de pair avec d'autres affluents, comme la Lahn, la Sieg, la Ruhr et la Lippe.

1.- Un accroissement sensible de l'abondance absolue

Le module global brut du fleuve, qui n'est que de 1560 m3/s à Kaub, passe à 1920 m3/s à Andernach à l'aval des confluences de la Lahn et de la Moselle (tableau LXIII). L'apport moyen de la Lahn ne dépasse pas

(1) Le module spécifique du Main, qui est encore de 7,7 l/s/km2 à Schweinfurt pour 12 721 km2, tombe ainsi à 6,9 l/s/km2 à Francfort et se tient à cette valeur jusqu'à la confluence avec le Rhin. De même, le module spécifique du Neckar, qui atteint 12,9 l/s/km2 à Plochingen pour 4002 km2, s'abaisse à 9,5 l/s/km2 à Rockenau.

FIG.103 ABONDANCE MOYENNE SPECIFIQUE DU RHIN ET TRANSFORMATION DE SON REGIME D'AMONT EN AVAL.



50 m3/s, tandis que celui de la Moselle, voisin de 288 m3/s à Cochem pour la période 1936-1965, doit approcher 300 m3/s à Coblence.

La Moselle entraine donc à elle seule une augmentation de plus de 20 % de l'abondance brute du fleuve entre Kaub et Andernach et la part du Rhin alpin dans l'écoulement annuel, qui est de 64 % à la première station, s'abaisse à 52 % à la seconde.

Le module global brut du Rhin inférieur s'accroit encore de près de 14 % à l'aval d'Andernach, puisqu'il atteint 2200 m3/s à Rees, pratiquement à l'issue du bassin. Cette augmentation de l'abondance absolue tient aux apports honorables de divers affluents, spécialement de la Sieg (32 m3/s), de la Ruhr (65 m3/s) et de la Lippe (37 m3/s). L'influence montagnarde d'amont est bien plus faible qu'à Andernach et la part du Rhin alpin dans l'écoulement annuel tombe à 46 % (tableau LXIII).

Ainsi, et grâce en grande partie aux apports de la Moselle, le Rhin inférieur écoule en moyenne plus d'eau que le Dniepr inférieur (1670 m3/s), que le Pô inférieur (1750 m3/s), que le Rhône à Beaucaire (1800 m3/s) et même que le Danube à Vienne (1920 m3/s) (1).

2.- Une nette atténuation de la décroissance de l'abondance spécifique.

La diminution de l'abondance spécifique du Rhin s'atténue très sensiblement entre Kaub et Rees. Si l'influence alpine n'est plus prédominante dans l'alimentation du fleuve, les apports des divers affluents aux bassins généralement bien arrosés sont relativement abondants.

Le module spécifique du Rhin inférieur se stabilise en fait autour de 14 l/s/km2 : 13,7 l/s/km2 à Andernach pour 139 795 km2 et 13,8 l/s/km2 à Rees pour 159 683 km2 (période 1936-1965). L'abondance spécifique du Rhin inférieur égale ainsi deux fois celle de la Seine, 2,3 fois celle de la Volga à Volgograd, mais elle est inférieure à celle de fleuves directement soumis

(1) En ce qui concerne le Pô et le Rhône, il s'agit du module virtuel, y compris les débits prélevés pour l'irrigation.

à une influence montagnarde, comme le Rhône à Beaucaire (18,5 l/s/km2) ou le Danube à Vienne (18,9 l/s/km2).

Les contributions spécifiques des affluents du Rhin inférieur sont dans l'ensemble plus abondantes que celles des affluents du Rhin supérieur en amont de Kaub. Si le module spécifique de la Lahn ne dépasse pas 8,6 l/s/km2 à Kalkhofen pour 5 308 km2, celui de la Moselle à Cochem atteint 10,6 l/s/km2 pour 27 100 km2 au cours de la période de référence considérée (1). De même, la Sieg et la Ruhr sont relativement abondantes avec respectivement 17 l/s/km2 à Siegburg-Kaldauen pour 1885 km2 et 15,9 l/s/km2 à Hattingen pour 4 128 km2. La Lippe, quant à elle, n'est pas plus abondante que la Lahn, avec 8,8 l/s/km2 à Haltern pour 4 272 km2 (fig. 103).

La Moselle et certains affluents du Rhin inférieur contribuent ainsi à un net accroissement de l'abondance brute du fleuve et à une atténuation sensible de la décroissance de son abondance spécifique. Le rôle particulier de la Moselle ressort plus clairement encore de l'étude des variations saisonnières des débits rhénans.

II.- L'influence de la Moselle sur les variations saisonnières des débits du Rhin inférieur

L'influence de la Moselle est à replacer dans le cadre des transformations progressives du régime stricto sensu du Rhin d'amont en aval (fig. 103).

Ce régime est complexe changeant au sens de M. Pardé (1968), c'est-à-dire que le fleuve, soumis dans son bassin alpestre à une influence nivo-glaciaire, subit vers l'aval une influence pluviale de plus en plus prononcée. La Moselle, affluent le plus abondant hors du secteur alpin,

(1) Le module spécifique normal de la Moselle à Cochem atteint, on l'a vu, une valeur légèrement supérieure pour la plus longue période 1901-1960, soit 10,9 l/s/km2 (2e Partie - Chapitre II).

contribue à donner au régime du Rhin inférieur son caractère définitif.

On se limitera pour cette analyse aux valeurs des coefficients moyens mensuels de débits et des débits moyens bruts saisonniers, relatifs à la période 1936-1965, la plus récente et la plus homogène (1).

A.- Le régime à dominante glaciaire puis nivale du Rhin alpin et supérieur

Le régime du Rhin alpin jusqu'à Rheinfelden, et en fait jusqu'à Bâle, reste marqué par une nette influence nivale et glaciaire. De Rheinfelden à Kaub, le régime se transforme sensiblement et il devient nivo-pluvial par combinaison.

1.- Le régime nivo-glaciaire du Rhin alpin

A l'issue de son bassin alpin, le Rhin possède à Rheinfelden un régime nivo-glaciaire de transition, très fortement pondéré par les lacs traversés par le fleuve lui-même (lac de Constance), par la Linth (lac de Zurich), par la Reuss (lac des Quatre-Cantons) et par l'Aar et ses affluents (lac de Brienz, de Thun, de Neufchâtel et de Bienne).

La saison froide est caractérisée par de relatives basses eaux d'octobre à avril et la saison chaude par des hautes eaux modérées de mai à septembre (tableau LXIV et fig. 104). Le maximum mensuel (1,45) se situe en juin, suivi d'ailleurs de très près par juillet (1,44), ce qui traduit le rôle prédominant de la fusion nivale et glaciaire dans l'alimentation du fleuve. Le minimum mensuel peu creusé (0,71) s'observe en janvier, mais les valeurs des coefficients de décembre et de février ne sont guère plus élevées, soit respectivement 0,73 et 0,76.

Le régime du Rhin à Rheinfelden est, d'autre part, remarquablement pondéré par les réserves d'eaux lacustres (E. Walser, 1959) et le rapport

(1) Sans prétendre se livrer ici à une critique détaillée de la série des débits de 1936 à 1965, il convient de signaler qu'à l'exception de l'année de guerre 1945 les valeurs sont satisfaisantes en la plupart des stations.

TABLEAU LXIV   COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBITS DU RHIN ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS.

Rhin Station	Affluent Station	Période de référence	N	D	Jr	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O
Rheinfelden		1936-1965	[illegible]	[illegible]	0,71	0,76	0,84	[illegible]	[illegible]	1,45	1,44	1,21	[illegible]	[illegible]
Maxau		1936-1965	[illegible]	[illegible]	0,84	[illegible]	0,92	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	Neckar - Rockenau	1951-1965	[illegible]	1,05	1,43	1,61	1,60	1,24	0,87	0,95	0,75	0,59	[illegible]	0,55
Worms		1936-1965	[illegible]	0,85	[illegible]	0,97	1,00	1,00	0,97	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	Main - (1) Schweinfurt	1911-1965	0,99	1,13	1,48	1,54	1,55	[illegible]	0,79	0,72	0,66	[illegible]	[illegible]	[illegible]
	Nahe - Grolsheim	1946-1965	[illegible]	1,59	1,99	2,05	1,53	0,99	0,67	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Kaub		1936-1965	0,88	0,89	0,98	1,09	1,11	1,09	1,01	1,17	1,17	0,99	0,88	0,79
	Lahn - (1) Kalkhofen	1951-1965	1,05	1,49	1,79	1,74	1,45	1,08	0,68	0,56	0,49	0,48	0,53	0,63
	Moselle - Cochem	1936-1965	1,08	1,38	1,85	1,92	1,48	1,12	0,69	0,54	0,47	[illegible]	0,42	0,59
Andernach		1936-1965	0,90	0,98	1,13	1,24	1,18	1,09	0,94	1,05	1,02	0,89	0,78	0,74
	Sieg - (1) Siegburg	1934-1965	1,19	1,59	1,80	1,92	1,43	1,15	0,50	0,47	0,47	0,40	0,47	0,65
	Ruhr - (1) Hattingen	1941-1965	1,11	1,46	1,62	1,70	1,30	1,05	0,63	0,59	0,68	0,60	0,57	0,71
	Lippe - (1) Haltern	1951-1965	0,94	1,47	1,63	1,55	1,30	1,08	0,67	[illegible]	0,80	0,68	0,64	0,77
Rees		1936-1965	0,90	1,02	1,16	1,29	1,21	1,11	0,93	0,99	0,97	0,87	0,77	0,74
Lobith		1901-1960	0,91	1,00	1,26	1,17	1,18	1,08	0,98	0,99	0,99	0,50	0,79	0,76

(1) Stations de jaugeageinfluencées par des prélèvements en eau ou des barrages-réservoirs.

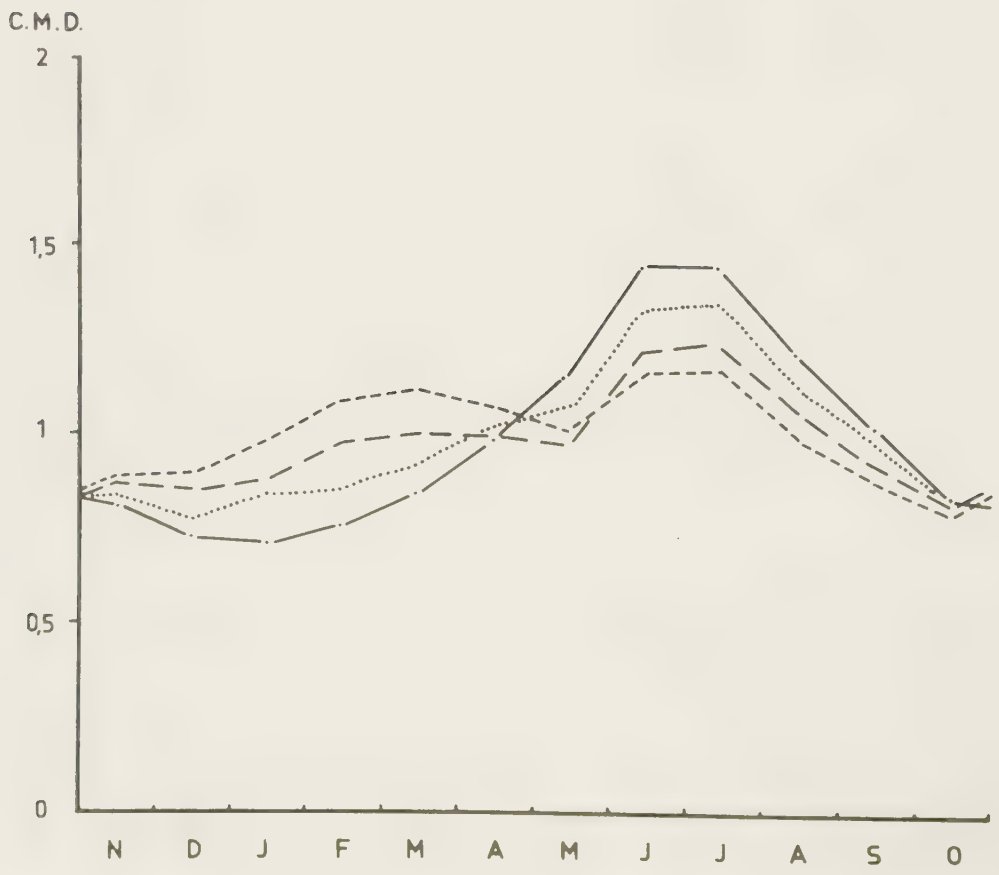
FIG.104 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBIT EN QUELQUES STATIONS DU RHIN ALPIN ET SUPERIEUR.

——·—— Rhin à Rheinfelden (1936-1965)

..... Rhin à Maxau (1936-1965)

— — — — Rhin à Worms (1936-1965)

---------- Rhin à Kaub (1936-1965)



des moyennes mensuelles extrêmes n'atteint que 2,04. Par ailleurs, le débit moyen brut de saison chaude, soit 1200 m3/s, ne dépasse que de 46 % celui de saison froide, soit 817 m3/s (tableau LXIII).

2.- L'influence de divers affluents du Rhin supérieur et son régime nivo-pluvial par combinaison

Le Rhin supérieur passe progressivement d'un régime nivo-glaciaire dégradé à Maxau à un régime nivo-pluvial par combinaison à Worms et à Kaub, par suite des apports de petits affluents pluvio-nivaux de Forêt Noire et de plusieurs affluents franchement pluviaux océaniques, du Neckar, du Main et de la Nahe spécialement (tableau LXIV). La recrudescence pluviale atténue ainsi la pénurie hivernale, jamais très marquée, il est vrai, même sur le cours alpin.

A Maxau, le régime du fleuve reste encore nettement influencé par la fusion nivale et glaciaire d'amont, mais il est moins caractéristique qu'à Rheinfelden. Le maximum mensuel se place en juillet (1,34), il est d'ailleurs à peine plus élevé qu'en juin (1,33)(1). Le minimum mensuel, encore moins marqué qu'à l'amont (0,78), est observé dès décembre (tableau LXIV). La pondération également très nette du régime, soit un rapport des moyennes mensuelles extrêmes de 1,72, tient à son caractère de plus en plus composite. La part de l'alimentation alpine dans l'écoulement saisonnier reste néanmoins prépondérante, avec 76 % en hiver et 89 % en été (tableau LXIII).

C'est à Worms, à l'aval de la confluence du Neckar, et surtout à Kaub, à l'aval de celles du Main et de la Nahe, que le régime témoigne d'une première transformation nette. Il est nivo-pluvial par combinaison en ces deux stations avec deux maximums et deux minimums distincts.

Le maximum mensuel principal se situe en juin-juillet avec 1,24 à Worms et 1,17 à Kaub ; il est lié à la fusion nivale dans le bassin

(1) Cette prédominance de juillet sur juin à Maxau n'a pas de signification véritable. Il peut s'agir, à notre sens, d'une imprécision dans le calcul des débits.

alpin. Le maximum secondaire de fin de saison froide, en mars-avril, est peu abondant, il n'atteint que 1 à Worms et 1,11 à Kaub (tableau LXIV). Le minimum mensuel principal, enregistré en fin de saison chaude, en octobre, est peu creusé avec 0,82 à Worms et 0,79 à Kaub. Quant au minimum secondaire, à peine inférieur à l'unité, il s'observe en mai.

Le régime très compensé du Rhin supérieur est encore plus pondéré qu'à l'amont ; le rapport des moyennes mensuelles extrêmes s'établit, en effet, à 1,51 à Worms et à 1,48 à Kaub pour la période 1936-1965. Le débit moyen brut de saison froide à Worms, soit 1280 m3/s, se rapproche de celui de saison chaude, soit 1460 m3/s, et les deux débits saisonniers s'équilibrent pratiquement à Kaub (tableau LXIII).

Enfin, si la part de l'alimentation d'origine alpine reste prédominante dans l'écoulement de saison chaude, avec 82 % à Worms et 76 % à Kaub, son influence sur l'écoulement de saison froide diminue singulièrement et elle n'est plus que de 63 % à Worms et de 52 % à Kaub.

B.- Le rôle déterminant de la Moselle et le régime pluvio-nival par combinaison du Rhin inférieur

La transformation du régime du Rhin se poursuit sur le cours inférieur et les apports saisonniers de la Moselle sont décisifs à cet égard.

La Lahn, la Sieg, la Ruhr et la Lippe possèdent comme la Moselle un régime typiquement pluvial océanique, tout au plus teinté d'une légère influence nivale, avec un maximum de février ou de janvier selon le cas et un minimum mensuel de pleine saison chaude, de juin, d'août ou de septembre (tableau LXIV).

Dès Andernach, sous l'action déterminante de la Moselle, le régime du Rhin devient pluvio-nival par combinaison, avec un maximum mensuel principal en février (1,24) et un maximum secondaire très atténué en juin

(1,05) (1). Le minimum principal se place en fin de saison chaude, en octobre (0,74), alors que le minimum secondaire de mai est peu marqué (0,94).

A Rees et à Lobith, le sens général des variations saisonnières des débits ne se trouve pas modifié par rapport à Andernach. Le maximum mensuel principal s'observe également au coeur de la saison froide, en février à Rees avec 1,29 et en janvier à Lobith avec 1,26, pour une période de référence néanmoins plus longue (1901-1960). Le maximum secondaire de juin ou de juillet s'estompe pratiquement aux deux stations (0,99), ce qui traduit parfaitement l'atténuation très sensible de l'influence nivo-glaciaire.

La prééminence de l'influence pluviale sur le régime du Rhin inférieur, grâce surtout aux apports de la Moselle, entraîne une très nette diminution de la pondération, par rapport à Kaub par exemple. C'est ainsi que le rapport des moyennes mensuelles extrêmes, qui est de 1,48 en cette dernière station, passe à 1,66 à Andernach et à 1,72 à Rees.

Par ailleurs, l'influence pluviale détermine une nette prédominance de l'écoulement de saison froide sur celui de saison chaude (fig. 105). Le débit moyen hivernal à Andernach, soit 2 100 m3/s, excède de 20 % le débit estival, soit 1 750 m3/s ; cette prééminence atteint 26 % à Rees (tableau LXIII).

Enfin, l'alimentation d'origine alpine n'entre plus que pour 68 % à Andernach et 61 % à Rees dans l'écoulement moyen du Rhin en saison chaude. En saison froide, la part du Rhin alpin dans l'écoulement tombe à 39 % à Andernach et à 33 % à Rees, alors que la Moselle y participe pour respectivement 20 % et 17 %.

---

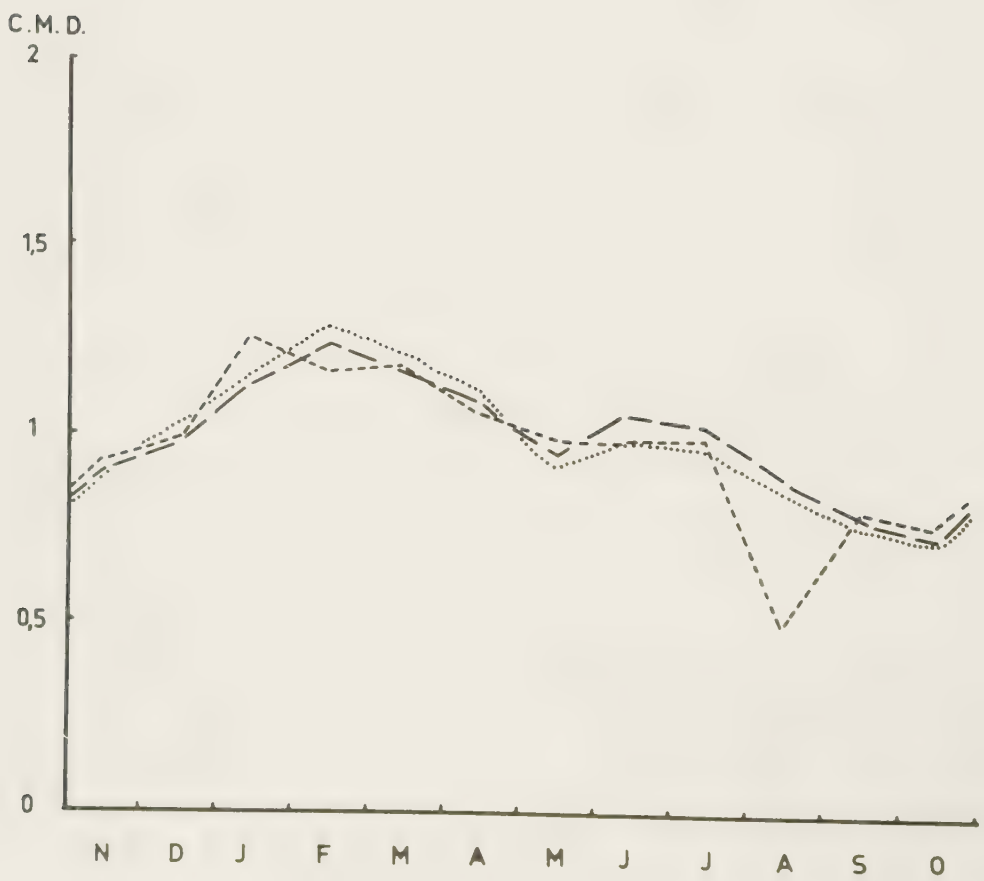
(1) A. Guilcher (1965) signale que, pour certaines périodes de référence le maximum de juin n'est détrôné par celui de février ou de mars qu'à partir de Cologne ; ce fut le cas, par exemple, pour la série des années 1851-1886 (M. Pardé, 1968).

FIG.105 COEFFICIENTS MOYENS MENSUELS DE DEBIT EN QUELQUES STATIONS DU RHIN INFERIEUR.

— — — — Rhin à Andernach (1936-65)

..... Rhin à Rees (1936-65)

---------- Rhin à Lobith (1901-60)



Les hautes eaux durables de décembre à juin sur le Rhin inférieur sont donc dûes pour l'essentiel aux abondants apports de la Moselle, secondairement à ceux de la Lahn, de la Sieg, de la Ruhr et de la Lippe. C'est d'ailleurs en saison froide, lors des grandes crues océaniques, que l'influence de la Moselle sur l'écoulement rhénan est vraiment décisive.

III.- L'influence de la Moselle sur les crues du Rhin inférieur

Si le rôle de la Moselle est surtout manifeste en période de crues, il est toutefois secondaire dans les montées estivales du fleuve. Par contre, les graves crues de la Moselle en saison froide contribuent à donner une impressionnante puissance aux intumescences du Rhin inférieur.

A.- Les divers types de crues du Rhin supérieur et inférieur

Avant d'analyser dans le détail l'influence de la Moselle sur les crues du Rhin, il convient d'évoquer brièvement les principaux types de gonflements du fleuve, les caractéristiques essentielles de leur propagation, de leur évolution et de leur puissance fort bien mises en valeur par M. Pardé (1959c et 1961).

Les crues rhénanes de saison chaude sont particulièrement sensibles sur le cours alpin, elles s'atténuent progressivement dans le secteur supérieur et la Moselle ne fournit que très exceptionnellement un renfort appréciable au fleuve. Il en va tout autrement en saison froide lors des grandes crues océaniques classiques ; la puissance modérée de ces phénomènes sur le cours alpin se trouve aggravée par les apports des divers affluents du Rhin supérieur et inférieur et tout spécialement par ceux de la Moselle.

1.- Les crues estivales nord-helvétiques et leur fréquente atténuation sur le Rhin supérieur et inférieur. L'influence la plus souvent limitée de la Moselle

Les crues du Rhin alpin en saison chaude sont généralement puis-

santes jusqu'à Rheinfeldent et à Bâle ; plus à l'aval, elles s'atténuent ou du moins ne s'aggravent pas, faute de contributions abondantes des divers affluents et surtout de la Moselle. La crue de mai 1970, déjà signalée, semble pourtant constituer une exception point du tout classique.

Les intumescences estivales du Rhin alpin ont pour cause des averses durables propres au climat continental et assez strictement localisées sur les Alpes suisses et leur avant-pays (M. Pardé 1959c).

En dépit d'un fort déficit d'écoulement en pleine saison chaude, l'abondance des précipitations explique la puissance remarquable de certaines de ces crues à Bâle. Le débit maximal brut en cette station a été ainsi estimé à 5700 m3/s le 13 juin 1876,à 5280 m3/s le 3 septembre 1881, à 4200 m3/s le 16 juin 1910 et à 3 670 m3/s le 27 juin 1953. Le Rhin alpin peut ainsi véhiculer plus de 5 000 m3/s, débit très rarement atteint, à notre connaissance, au cours des plus graves montées de saison froide.

Les crues estivales du fleuve ne s'aggravent généralement pas à l'aval de Bâle et elles s'aplatissent même à la suite de débordements. Les plus graves d'entre elles peuvent encore écouler en pointe 4 500 à 5 000 m3/s à Worms, c'est-à-dire pas même autant que lors des plus forts gonflements hivernaux. Au-delà de Mayence, par suite de la carence du Main et surtout de la Moselle, le débit maximal brut ne dépasse guère ou n'égale pas à Kaub et à Andernach celui que l'on observe à Bâle. Les crues estivales les plus puissantes accusent ainsi plus de 2 000 m3/s d'infériorité par rapport à leurs homologues de saison froide et près de 5 000 m3/s à Andernach.

Les bassins du Neckar, du Main et surtout de la Moselle ne sont, en effet, que peu affectés par des averses durables et concomitantes des phénomènes alpins. Aucune crue, même médiocre selon notre classification, n'a été observée à ces différentes périodes (Deuxième Partie - Chapitre V). Et,

si l'on s'en tient aux crues estivales de ce siècle, on note que la Moselle n'a connu en juin 1910 et en juin 1953 que des montées modestes et sans influence sur le collecteur principal. Le cours d'eau n'a atteint que la cote de 2,63 m le 30 juin 1910 à l'échelle de Cochem et son débit maximal brut n'a été alors que d'un peu plus de 600 m3/s, en retard d'ailleurs de près de 10 jours sur le maximum du fleuve à Coblence (1). De la même façon, la montée de la Moselle n'a pas dépassé 2,16 m à Cochem le 14 juin 1953, précédant ainsi de près de 10 jours celle du Rhin à la confluence, et le débit maximal brut a été vraiment médiocre avec 470 m3/s.

La crue récente de mai 1970 fait exception et la Moselle a contribué à aggraver singulièrement la puissance du phénomène sur le Rhin inférieur.

A la suite d'une saison froide très humide et neigeuse, des averses relativement durables et synchrones entrainèrent au début du mois de mai une montée rapide et généralisée des eaux dans le bassin du Rhin alpin, mais également dans les bassins du Neckar, du Main, de la Lahn et surtout de la Moselle.

Le fleuve ne véhicula que 3 000 m3/s à Maxau le 12 mai, c'est-à-dire moins qu'en juin 1953, mais 4 720 m3/s à Kaub le 14 (fig. 77). Le maximum du Rhin et celui de la Moselle, qui s'éleva rappelons le à 2 740 m3/s le 14 mai à Cochem, concordèrent assez parfaitement et un débit maximal brut de 7 190 m3/s fut observé le soir du même jour à Andernach.

La Moselle contribua ainsi à accroître de plus de 50 % le débit maximal du fleuve, pourcentage remarquable et rarement atteint même en saison froide. La crue du Rhin en mai 1970, qui n'était pas de pleine saison chaude, diffère donc nettement des intumescences nord-helvétiques

(1) Cette faiblesse de l'écoulement mosellan en juin 1910 est d'autant plus remarquable que certains cours d'eau océaniques, comme la Seine ou le Cher, ont enregistré à la même époque des gonflements estivaux notables.

évoquées précédemment. Loin de s'atténuer sur le cours supérieur et inférieur, le maximum rhénan s'est singulièrement gonflé sous l'influence de la Moselle dépassant ainsi largement les débits habituels à Andernach en période de crues estivales.

La plupart des crues du Rhin alpin en saison chaude s'atténuent cependant à l'aval de Bâle, faute d'une concordance suffisante entre l'onde de crue du fleuve et celles de ses principaux affluents, de la Moselle en particulier, faute également d'apports suffisamment abondants des tributaires, du fait du caractère très localisé des averses à la différence de la saison froide.

2.- Les crues océaniques de saison froide sur le Rhin supérieur et inférieur. Leur évolution, leur propagation et l'accroissement sensible de leur puissance. L'influence déterminante de la Moselle.

Les averses océaniques affectent en saison froide la majorité des bassins fluviaux de l'Europe occidentale et donc le bassin rhénan dans sa totalité (Première Partie - Chapitre III). Ces averses hivernales sévissent autant sinon plus dans les bassins des régions de plaines ou de moyennes montagnes que dans le bassin alpin. De ce fait, les débits fournis par les affluents du Rhin supérieur et inférieur, et spécialement par la Moselle, tendent à aggraver les crues amorcées dès Rheinfelden et Bâle.

La succession et la répartition géographique des averses, différente selon les cas, expliquent pour une bonne part le type d'évolution et de propagation des crues rhénanes, mais la Moselle joue toujours un rôle essentiel dans l'accroissement de leur puissance.

Le réseau rhénan favorise des concordances qui, à partir du confluent de la Moselle, rendent très puissantes les crues du fleuve (M. Pardé, 1959c et 1961). Ce réseau bien harmonisé permet à l'aval de Coblence la conjonction de l'onde maximale de la Moselle et de celle du Rhin supérieur, elle-même formée d'une addition des débits, proches des

maximums, roulés par le fleuve, le Neckar et le Main (1).

Fort heureusement pourtant, la répartition assez inégale des précipitations sur le bassin rhénan n'a jamais entraîné jusqu'ici une coïncidence des plus forts débits du Rhin alpin et des divers affluents, qu'il s'agisse du Neckar, du Main ou de la Moselle.

C'est ainsi que, lors de la crue de décembre 1882 - janvier 1883 la Moselle n'eut un débit de pointe que de 2 500 m3/s environ le 30 décembre, alors que le débit maximal brut du fleuve à Rheinfelden, le même jour, a été l'un des plus élevés de saison froide avec 4 600-4 700 m3/s. A l'inverse, le maximum brut du Rhin en cette dernière station ne dépasse généralement pas 3 000-3 500 m3/s, quand le Neckar, le Main et la Moselle enregistrent leurs plus graves montées. Le débit maximal brut du fleuve n'a atteint, par exemple, que 3 040 m3/s le 14 janvier 1955 à Rheinfelden, tandis que la Moselle a écoulé en pointe le 18 un volume nettement supérieur avec 3 430 m3/s (tableau LXV).

La combinaison à Coblence du flot du Rhin supérieur et de celui de la Moselle, qui nous intéresse particulièrement, se réalise toujours assez parfaitement, que la crue soit simple ou complexe. On n'envisagera ici que les modalités générales du phénomène réservant pour la suite l'analyse détaillée du degré de concordance entre les deux flots et du type de conjonction des débits croissants ou décroissants du fleuve et de son principal affluent.

Lors de crues simples de saison froide, comme celles de janvier 1920, de décembre 1947-janvier 1948 ou de février 1958, le maximum unique de la Moselle tend à se combiner étroitement au maximum lui-même unique du

(1) Il faut signaler cependant l'impossibilité d'une concordance totale entre le maximum du Rhin suisse et ceux du Neckar et du Main, en cas de crue simple. La distance que le flot du Rhin alpin doit parcourir est supérieure à celle des trajets qu'ont à couvrir les ondes des deux affluents (M. Pardé, 1959c).

Rhin supérieur. Le flot mosellan parvient parfois à Coblence avec une légère avance de quelques heures sur celui du fleuve, en janvier 1920 par exemple (fig. 108). Il peut être aussi précédé de quelques heures seulement par le flot rhénan, comme en février 1958 (fig. 113). Néanmoins, le décalage entre les ondes de la Moselle et du Rhin peut être plus important ; c'est ainsi qu'en décembre 1947-janvier 1948 l'onde de la Moselle connut un retard de près d'une journée, par suite du ralentissement de sa propagation dans le cours moyen, où se produisirent des débordements catastrophiques (fig. 111 et 112).

Le mécanisme de concordance est plus délicat à saisir lors des crues complexes de saison froide. La crue complexe de la Moselle peut ne comporter qu'un seul maximum, du fait de la concordance d'ondes élémentaires très rapprochées (Deuxième Partie - Chapitre V). Ainsi, en janvier 1955, le maximum de l affluent se combina au maximum lui-même unique du Rhin, qui provenait de la conjonction des débits croissants venus de Bâle, du second maximum de beaucoup le plus abondant du Neckar et du maximum du Main (fig. 109). Une moins grande complexité des combinaisons polygéniques sur le réseau mosellan que sur le réseau rhénan expliqua, en partie du moins, l'avance de plus de 10 heures du flot de la Moselle sur celui du fleuve à la confluence.

Le plus souvent, cependant, la crue complexe de la Moselle présente deux maximums inégaux, dont l'un se combine au maximum unique du Rhin supérieur. En décembre 1925-janvier 1926, le premier maximum peu marqué de la Moselle n'entraina qu'une montée modeste des eaux à Andernach le 24 décembre (fig. 106). Le second maximum de l'affluent, le plus abondant, concorda assez étroitement avec le flot du fleuve le Ier janvier, avec toutefois une avance de quelques heures.

La conjonction des ondes du Rhin et de la Moselle fut moins parfaite lors de la crue bigénique de décembre 1919-janvier 1920 (fig. 107). La montée de la Moselle comporta deux phases inégales, la première étant la plus puissante. La crue du Rhin inférieur à Kaub, à l'amont de la confluence, ne présenta qu'un seul maximum en retard de près de 3 jours sur le premier

maximum mosellan. Le passage de ce premier maximum à Andernach ne se traduisit donc que par une montée atténuée du Rhin le 28 décembre, qui précéda le maximum véritable du 31 décembre - Ier janvier en cette station, déclanché par l'arrivée de la seconde onde de la Moselle, pourtant la moins puissante.

Il faut ajouter que le maximum de Rhin inférieur, qui correspond de façon très notable au flot de la Moselle, ne se trouve en général que très médiocrement gonflé par les apports de la Sieg, de la Ruhr ou de la Lippe. En cas de crues simples, par exemple en janvier 1920, en décembre 1947 - janvier 1948 et en février 1958, le flot de ces affluents parvient à la confluence plusieurs jours en avance sur celui du fleuve, qui ne reçoit alors qu'un modeste supplément des eaux largement décroissantes. Le maximum brut enregistré à Andernach ne s'accroit plus ou que très peu jusqu'à Rees ou Lobith (tableau LXV). Par contre, lors de certaines crues polygéniques, comme celle de décembre 1925 - janvier 1926, la deuxième ou troisième montée de ces cours d'eau peut se superposer au flot du Rhin inférieur produit par les épisodes pluvieux précédents et le débit maximal brut du fleuve peut augmenter de plus de 1 000 m3/s entre Andernach et Lobith.

La concordance au total assez étroite entre les flots du Rhin et de ses principaux affluents, de la Moselle tout spécialement, explique la rapidité de la propagation des crues rhénanes dès Maxau et surtout à l'aval de Coblence.

Alors que le flot de la Moselle met 3 à 4 jours pour parvenir à la confluence, ce flot combiné à celui du Rhin atteint en 2 ou 3 jours au plus Emmerich, à la frontière néerlandaise (fig. 110 et 112). La propagation des maximums sur le Rhin est donc beaucoup plus rapide que sur la Seine ou sur la Saône inférieure, du fait même de l'abondance et de la brutalité des apports mosellans et ceci en dépit des faibles pentes et des débordements fréquents dans la plaine alluviale.

La vitesse moyenne de translation des crues est ainsi relativement élevée et elle varie selon les cas de 4 à près de 6 km/heure entre Andernach et Emmerich (1). Si, par suite de graves débordements, la vitesse moyenne de propagation n'a été que de 4 km/heure en janvier 1920, elle a atteint 4,3 km/heure en janvier 1948, 5,3 km/heure lors de la seconde crue de février 1958 et 5,8 km/heure en janvier 1955.

Du fait de l'abondance des flots du Rhin et de la Moselle et de leur relative concordance, la puissance des crues à l'aval de Coblence est souvent imposante en saison froide, que l'on considère les débits maximaux bruts ou spécifiques ou les valeurs du coefficient A.

Si les débits maximaux bruts du Rhin alpin à Rheinfelden sont en général inférieurs en saison froide à ceux des crues estivales, à l'exception toutefois de l'intumescence de décembre 1882 - janvier 1883, le fleuve connait dès Maxau et Worms des maximums nettement supérieurs à ceux de saison chaude. C'est ainsi que le maximum maximorum a été de 4 450 m3/s à Maxau le 31 décembre 1882, de 5 600 m3/s à Worms le 18 janvier 1955 et de 7 130 m3/s à Kaub le 2 janvier 1883.

Mais la Moselle, qui fournit toujours au Rhin un débit de pointe pratiquement équivalent aux débits maximaux cumulés des affluents de Forêt Noire, du Neckar, du Main, de la Nahe et de la Lahn, est véritablement responsable de la gravité des crues rhénanes à l'issue du bassin.

L'augmentation de 3 000 à 4 000 m3/s qu'enregistre parfois le débit maximal brut du fleuve entre les stations de Kaub et d'Andernach tient en majeure partie aux apports mosellans (tableau LXV). D'Andernach à Rees et à Lobith, le débit maximal ne s'accroit plus sensiblement, de 1 000 m3/s au plus lors de la très grave crue complexe de décembre 1925-

(1) Ces valeurs sont donc plus fortes que celles que l'on observe pour les crues de la Moselle sur le Plateau Lorrain (Deuxième Partie - Chapitre V).

janvier 1926, par suite des apports beaucoup plus modestes de la Sieg, de la Ruhr et de la Lippe.

De son côté, le maximum spécifique du Rhin se trouve en tous les cas largement renforcé à l'aval de la confluence de la Moselle. En effet, si l'on relève une décroissance assez régulière des valeurs maximales spécifiques de l'écoulement de Rheinfelden à Kaub, on note par contre une nette augmentation du maximum spécifique à Andernach, suivie le plus souvent d'une nouvelle diminution des valeurs d'Andernach à Lobith (tableau LXV).

C'est ainsi qu'en janvier 1955, le débit maximal spécifique du Rhin s'est abaissé de 87,9 l/s/km2 à Rheinfelden à 86,4 l/s/km2 à Maxau, à 81,2 l/s/km2 à Worms à 61,8 l/s/km2 à Mayence et à 59,3 l/s/km2 à Kaub. Il s'est relevé à 69 l/s/km2 à Andernach pour redescendre à 66 l/s/km2 à Cologne, à 64,2 l/s/km2 à Düsseldorf, à 59,5 l/s/km2 à Rees et finalement à 58,5 l/s/km2 à Lobith.

Enfin, la forte puissance des crues-records du Rhin inférieur en saison froide est également dûe pour l'essentiel à l'action de la Moselle. Le coefficient A des crues-records du Rhin s'élève, selon M. Pardé (1961), à 25,4 à Rheinfelden en décembre 1882 (4 700 m3/s pour 34 550 km2)(1) et à une valeur un peu plus élevée selon toute vraisemblance en décembre 1882 ; il a dû atteindre 22,2 à Kaub en décembre 1882 - janvier 1883 (7 130 m3/s pour 103 729 km2), peut-être 21,8 en décembre 1925 - janvier 1926 (7 000 m3/s) et seulement 21,6 en janvier 1920 (6 900 m3/s). Le coefficient A se relève très fortement sous l'influence de la Moselle puisque l'on trouve 30,2 à Andernach en janvier 1926 (11 100 m3/s pour 139 795 km2) et une valeur identique à Rees (12 200 m3/s pour 159 683 km2).

La crue-record de décembre 1925 - janvier 1926 a donc été beaucoup plus puissante que celles de la Seine à Paris en janvier 1910 (10,9-11,4), de la Loire à Montjean en janvier 1843 et en décembre 1910 (19,7), mais cepen-

(1) Le coefficient A a atteint 30,2 à Rheinfelden et à Bâle en juin 1876 pour 5 700 m3/s.

TABLEAU LXV COTES MAXIMALES ET DEBITS MAXIMAUX DU RHIN ET DE SES PRINCIPAUX AFFLUENTS LORS DE QUELQUES GRAVES CRUES RECENTES DE SAISON FROIDE. (1)

Rhin Station	Affluent Station	Décembre [illegible]-Janvier [illegible]				Janvier 1920				Janvier 1955				Décembre 1947-Janvier 1948				(Deuxième crue) Février 1958			
		D	H	Q	q	D	H	Q	q	D	H	Q	q	D	H	Q	q	D	H	Q	q
Rheinfelden										14/1-23h		3 040 (16,4)	87,9					25/2-		2 360 (12,8)	68,3
Maxau		31/12-8h	7,25			15/1-24h	7,46			17/1-7h	8,38	4 350 (19,3)	86,4	31/12-10h	7,05	3 060 (13,6)	50,6	27/2-5h	7,41	3 400 (15,1)	67,5
	Neckar-Plochingen	28/12-22h	6,06			14/1-16h	6,25			17/1-		500	125,0	29/12-17h		750	187,0	25/2-	3,40		
	Neckar-[illegible]									17/1-	7,63							25/2-23h		1 263	98,0
[illegible]										18/1-2h	7,46	5 600 (24,6)	81,2	31/12-6h	6,88	4 460 (17,1)	64,7	26/2-7h	6,11	4 210 (16,1)	61,1
	Main-[illegible]									[illegible]/1-	[illegible],94	560	46,0	30/12-22h	5,81	1 370	107,9	27/2	4,03	595	46,3
	[illegible]	[illegible]/1-	[illegible]			16/[illegible]	6,[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]			[illegible]	[illegible]			[illegible]/2-	[illegible]		
[illegible]		[illegible]	[illegible]			1[illegible]/1-	7,[illegible]			[illegible]/1-[illegible]	[illegible]	6 100 (19,3)	61,8	31/12-11h	6,65			26/2-20h	6,37	4 970 (15,9)	49,9
	[illegible]	[illegible]	[illegible]			[illegible]/1-	3,7[illegible]														
	[illegible]	[illegible]		[illegible]?	[illegible]?	[illegible]/1-1[illegible]	[illegible],75	495	124,0	[illegible]/1-	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]/12-1[illegible]h	[illegible]?	39[illegible]	99,9	2[illegible]/2-	2,38	25[illegible]	63,[illegible]
[illegible]		[illegible]/2-2[illegible]	[illegible]	[illegible]?	[illegible]?	[illegible]/1-[illegible]	[illegible],92	6 900?	?	19/1-9h	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	7,[illegible]	5 5[illegible]0	[illegible]	2[illegible]/2-2[illegible]h	6,75	5 [illegible] (16,[illegible])	51,9
	La[illegible]	1/1-12h	[illegible]			13/1-	5,30			17/1-[illegible]	[illegible],67			2[illegible]/12-22h	5,00						
	[illegible]									1[illegible]/1-5h	6,00							27/2-1[illegible]	6,06		
[illegible] (2)		1/1-9h	9,[illegible]			16/1-2h	9,23			19/1-6h	8,63			1/1-0h	8,56			27/2-14h	7,95		
	Moselle-[illegible]	[illegible]1/12-[illegible]h	[illegible]	[illegible] 100	[illegible]51,4	15/1-14h	9,14	4 020	1[illegible],9	18/1-13h	8,38	3 430	126,8	1/1-11h	8,80	3 740	138,0	27/2-10h	7,53	2 810	103,6
[illegible]ach		1/1-12h	10,4[illegible]	[illegible]1 100 ([illegible]0,2)	79,4	16/1-3h	10,30	11 000? (30,1)		[illegible]9/1-[illegible]h	9,75	9 640 (26,5)	69,0	1/1-16h	9,72	9 590 (26,4)	65,6	27/2-16h	9,05	8 550	61,2
	[illegible]																	26/2-	2,98	289	153,0
Köln		2/1-0h	9,69	11 100	76,8	16/1-12h	9,58	11 000?	75,1?	19/1-1[illegible]h	8,80	9 540	66,0	2/1-5h	9,41 (3)	10 000?	69,1?	27/2-23h	8,31	8 690	60,1
[illegible]dorf		2/1-1[illegible]h	1[illegible],00	11 200	7[illegible],7					2[illegible]/1-[illegible]h		9 520	64,2	2/1-	9,94	9 610	64,9	2[illegible]/2-[illegible]h	9,38	8 670	58,6
	[illegible]									[illegible]7/1-1[illegible]h	[illegible],6[illegible]	403	97,6	[illegible]/12-[illegible]h	4,91			27/2-[illegible]	5,30	665	[illegible],0
	Lippe-Haltern																	26/2-4h	5,52	234	54,7
Rees		3/1-	9,97	12 200 (30,2)	76,4					21/1-0h	8,91	9 500 (23,4)	59,5	3/1-22h	8,94	9 700? (23,6)	60,6	1/3-5h	8,78	9 140 (22,6)	57,2
Emmerich		3/1-16h	7,83			18/1-14h	7,50	11 065? (27,4)	68,4	21/1-1h	7,08			4/1-0h	7,17			1/3-10h	6,98		
Lobith		4/1-		12 280	75,5	18/1-		11 065	68,0	21/1-7h		9 510	58,5	4/1-1h		9 785	60,2	1/3-11h		9 120	56,1

(1) D : date et heure du maximum - H : cote maximale (m) - Q : débit maximal brut (m3/s) et valeur du coefficient A correspondant indiquée entre parenthèses. - q : débit maximal spécifique (1/s/km2).
(2) Station située à 0,8 km en amont de la confluence de la Moselle et influencée par celle-ci en crue.
(3) Cote maximale exagérée par des obstacles dans le lit du Rhin (8,61m).

dant moins forte que celles du Rhône de Beaucaire en novembre 1840 (35,6-38,8) ou du Pô à Ponte Lagoscuro en décembre 1951 (37,8).

Par ailleurs, au cours des différentes crues récentes du siècle, les coefficients A du Rhin à Andernach ont été certes moins élevés qu'en janvier 1926, soit 30,1 en janvier 1920 (11 000 m3/s), 26,5 en janvier 1955 (9 640 m3/s), 26,4 en janvier 1948 (9 590 m3/s) et 23,3 en février 1958 (8 550 m3/s), mais ils furent toujours largement supérieurs aux coefficients de crue correspondants à Kaub, c'est-à-dire à l'amont de la confluence de la Moselle (tableau LXV).

La Moselle joue ainsi un rôle déterminant dans l'accroissement de la puissance des crues sur le Rhin inférieur et c'est ce rôle qui va être analysé dans le cadre de chaque crue.

B.- Le rôle capital de la Moselle lors de quelques grandes crues océaniques récentes du Rhin inférieur en saison froide

La détermination de la contribution exacte de la Moselle à l'écoulement maximal du Rhin inférieur suppose une étude précise du degré de concordance entre les flots du collecteur principal et de son affluent et du type de combinaison réalisé entre leurs débits croissants ou décroissants.

Pour ce faire, on a comparé l'heure du maximum du Rhin à Coblence, connue grâce aux relevés hydrométriques, et celle du maximum de la Moselle à la confluence, obtenue à partir des observations faites à Cochem en admettant pour chaque crue une vitesse moyenne de propagation identique de Cochem à Coblence et de Trèves à Cochem (1).

Il a été dès lors possible de préciser le décalage horaire entre l'onde du Rhin et celle de la Moselle. Par ailleurs, partant du fait que le débit maximal brut enregistré à Cochem ne diminue pratiquement pas jusqu'à

(1) La station de Coblence sur le Rhin est située à 1,8 km en amont de la confluence de la Moselle et la station de Cochem est éloignée de 51 km de cette confluence.

la confluence, vu la configuration du lit majeur du cours d'eau et les faibles possibilités de débordement, on a pu déterminer la valeur approchée du débit de la Moselle, croissant ou décroissant, qui s'est effectivement jointe au maximum du Rhin pour former le débit maximal observé à Andernach, station située à 20,5 km en aval de la confluence (1).

Ce calcul a été entrepris uniquement pour les principales crues océaniques de saison froide au XXe siècle, car ce sont les seules pour lesquelles on dispose de données sûres et homogènes aux diverses stations hydrométriques du Rhin et de ses principaux affluents (2).

Le très gros gonflement de novembre 1924 n'a cependant pas pu être retenu, faute de données hydrométriques suffisantes. De même, la très forte crue de décembre 1882 - janvier 1883, qui a écoulé selon toute vraisemblance un débit maximal brut de 4 550 m3/s à Maxau et de 7 400 m3/s à Kaub, n'a pu être prise en considération ; il est vrai que, ainsi qu'on l'a déjà souligné, le maximum de la Moselle a été tout juste grave avec 2 500 m3/s.

La contribution de la Moselle au gonflement du Rhin inférieur sera envisagée successivement lors des très graves crues de décembre 1925 -

---

(1) Il est bien certain que le maximum constitué à la confluence par les apports du Rhin et de la Moselle peut s'aplatir en aval, du fait de débordements parfois importants dans le bassin de Neuwied. Mais ce phénomène affecte globalement les débits en provenance du Rhin et de la Moselle, ce qui ne modifie donc en rien la part respective de l'affluent et du collecteur principal dans le gonflement enregistré à Andernach.

(2) Les échelles limnimétriques des stations envisagées n'ont pas subi de modifications au cours de ce siècle, à l'exception toutefois de celles des stations de Grolsheim sur la Nahe et d'Emmerich sur le Rhin, où le zé de l'échelle a été abaissé depuis le Ier novembre 1950 respectivement de 1 m et de 2 m. Les valeurs effectives relevées après 1950 en ces deux stations ont été rectifiées, afin de permettre des comparaisons avec les crues antérieures (tableau LXV), mais elles ont été conservées pour le tracé des hydrogrammes de crues (fig. 109 et 113).

janvier 1926 et de janvier 1920, puis au cours des graves crues de janvier 1955, de décembre 1947 - janvier 1948 et de février 1958.

1.- La contribution de la Moselle aux très graves crues de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920

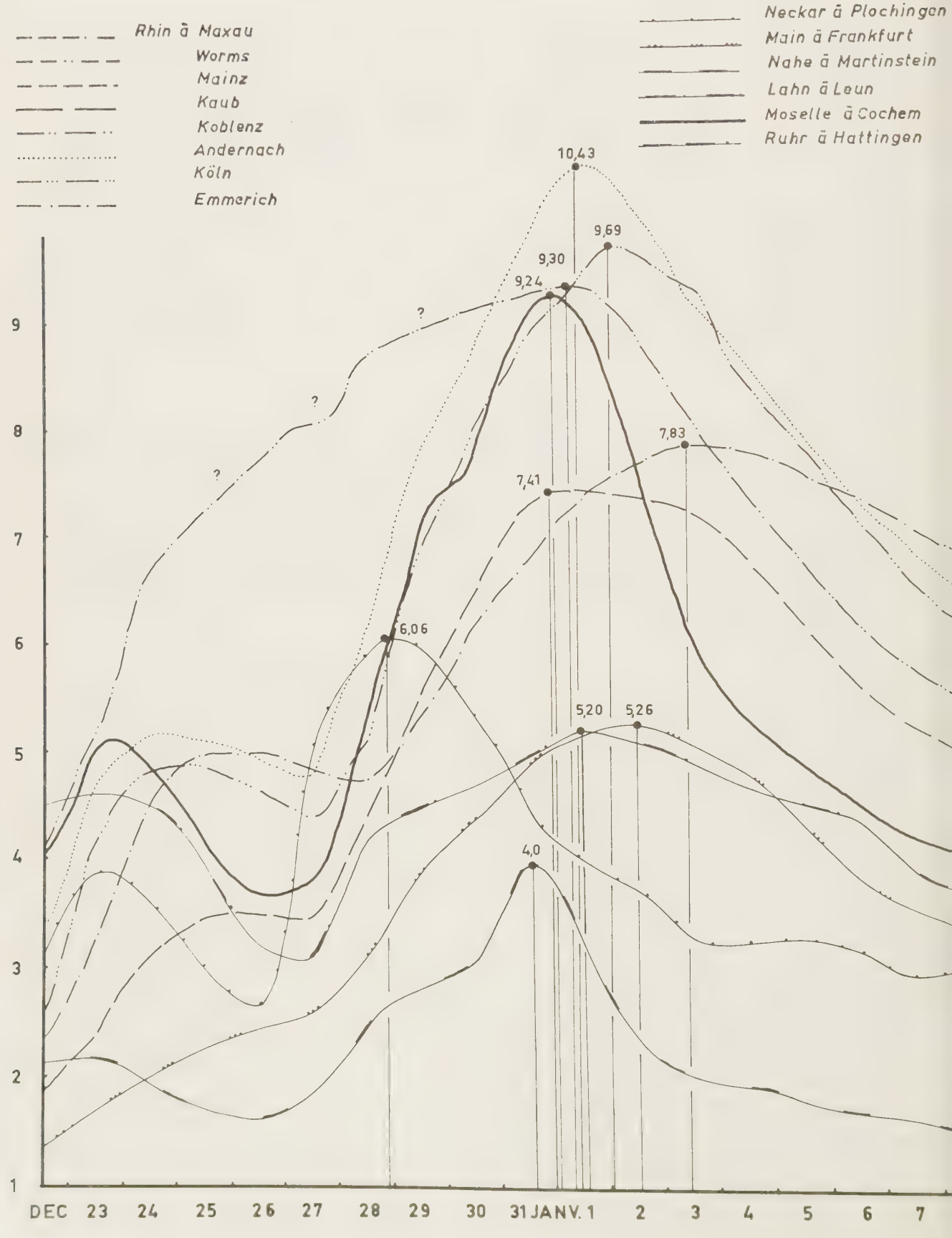
Les deux intumescences de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920 sont les plus graves que l'on ait enregistrées depuis le début du siècle sur le Rhin inférieur d'Andernach à Lobith, par suite de la conjonction très étroite des flots puissants du fleuve et de la Moselle. Elles ont entrainé toutes deux, d'ailleurs, de graves dégâts consécutifs à des débordements catastrophiques.

Lors de la crue de décembre 1925 - janvier 1926, le Rhin n'aurait écoulé qu'un maximum de 2 200 m3/s à Rheinfelden le 29 décembre ; son débit maximal brut a dû par contre approcher 7 000 m3/s à Kaub le 31 (tableau LXV), grâce aux apports abondants du Neckar, de la Nahe et du Main, dont le maximum unique ne parvint pourtant que le 2 janvier dans la journée à Francfort (fig. 106).

La conjonction du flot du Rhin supérieur venu de Kaub et de la seconde montée de la Moselle, de beaucoup la plus puissante, fut remarquable. Le débit maximal du fleuve fut observé à Coblence le Ier janvier 1926 vers 9 heures et le maximum de la Moselle, qui atteignit Cochem dès le 31 décembre à 23 heures, se propagea à une vitesse moyenne de 8 km/heure et parvint à la confluence le lendemain vers 5 heures, c'est-à-dire avec une avance de 4 heures seulement sur celui du Rhin.

Le flot maximal du Rhin inférieur enregistré le Ier janvier vers 12 heures à Andernach, soit 11 100 m3/s, provenait donc d'une combinaison du maximum du Rhin avec les débits légèrement décroissants de la Moselle. Le débit de cette dernière devait être voisin de 3 950 m3/s le Ier janvier à 9 heures, quand le maximum du Rhin passa à la confluence, alors que le débit maximal de l'affluent s'éleva jusqu'à 4 100 m3/s. La

FIG.106 LA CRUE DU RHIN EN DECEMBRE 1925-JANVIER 1926.



part de la Moselle dans l'écoulement de pointe du Rhin à Andernach aurait ainsi de l'ordre de 35 %.

Le flot du Rhin, grossi exceptionnellement par les apports concomitants de la Sieg, de la Ruhr et de la Lippe, gagna en moins de 3 jours Lobith et le débit maximal brut s'éleva à 12 280 m3/s à cette station, record absolu depuis le début du siècle.

Si la crue de décembre 1925 - janvier 1926 n'eut pas de conséquences catastrophiques dans la vallée inférieure de la Moselle de Trèves à Coblence (Deuxième Partie - Chapitre V), il en fut tout autrement à l'aval de la confluence, du bassin de Neuwied jusqu'à la plaine néerlandaise (A. Soldan, R. Seifert et W. Friedrich, 1929 - W. Eschweiler, 1959b). Les eaux du Rhin, renforcées par celles de la Moselle, envahirent 28 000 maisons, 3 000 caves, 2 500 usines et établissements industriels dans la province allemande de Rhénanie - Westphalie, rendant nécessaire l'évacuation de 13 500 habitations, spécialement à Cologne et à Düsseldorf. Par ailleurs, 74 000 ha de terres cultivées furent inondées surtout dans le bassin de Cologne.

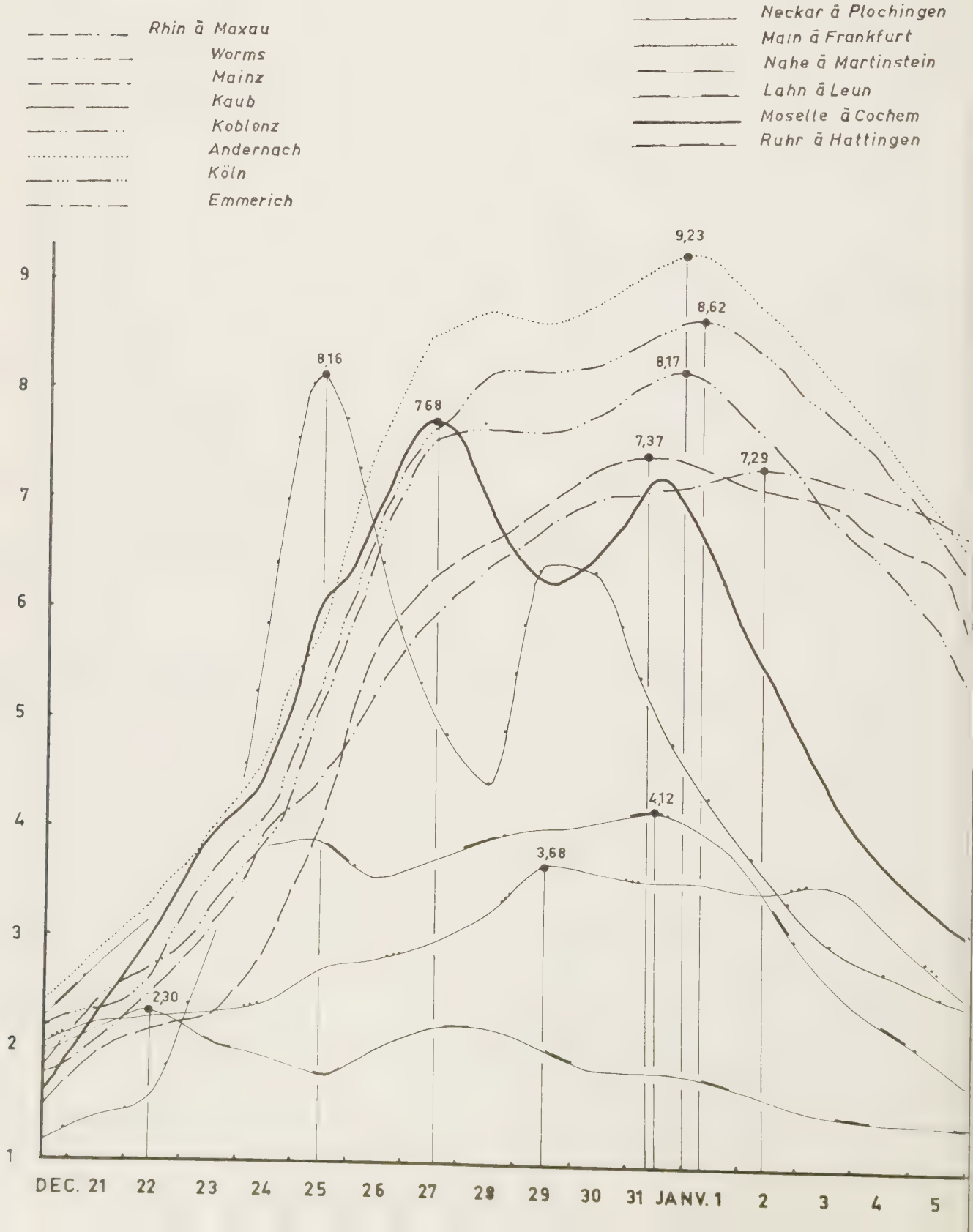
Les ouvrages latéraux aménagés sur le Rhin et ses affluents résistèrent néanmoins assez bien à la poussée des eaux (1). Les dégâts causés par la crue aux particuliers, aux collectivités urbaines et aux entreprises industrielles furent considérables et évalués à l'époque à près de 100 millions de reichmarks. Les dégâts avaient d'ailleurs été presque aussi graves lors de la crue précédente de janvier 1920.

Le Rhin inférieur connut, sous l'influence de la Moselle, deux graves intumescences de décembre 1919 à janvier 1920. La première crue de

---

(1) Aux Pays-Bas, par contre, le Waal, le Lek et l'Ijssel inondèrent de vastes territoires agricoles par suite de la rupture de digues (J. W. Tops, P. J. Wemelsfelder et A. Volker, 1959).

FIG.107 LA CRUE DU RHIN EN DECEMBRE 1919-JANVIER 1920.



caractère complexe, celle de décembre 1919 - janvier 1920, ne sera pas envisagée, car elle fut la moins puissante (fig. 107). Le débit maximal brut du Rhin à Andernach a été largement inférieur à ceux observés lors des crues postérieures de décembre 1947 - janvier 1948 et de janvier 1955.

La crue simple de janvier 1920 eut, à l'aval de la confluence de la Moselle, une puissance presque équivalente à celle de l'intumescence de décembre 1925 - janvier 1926, du fait de l'apport de l'affluent.

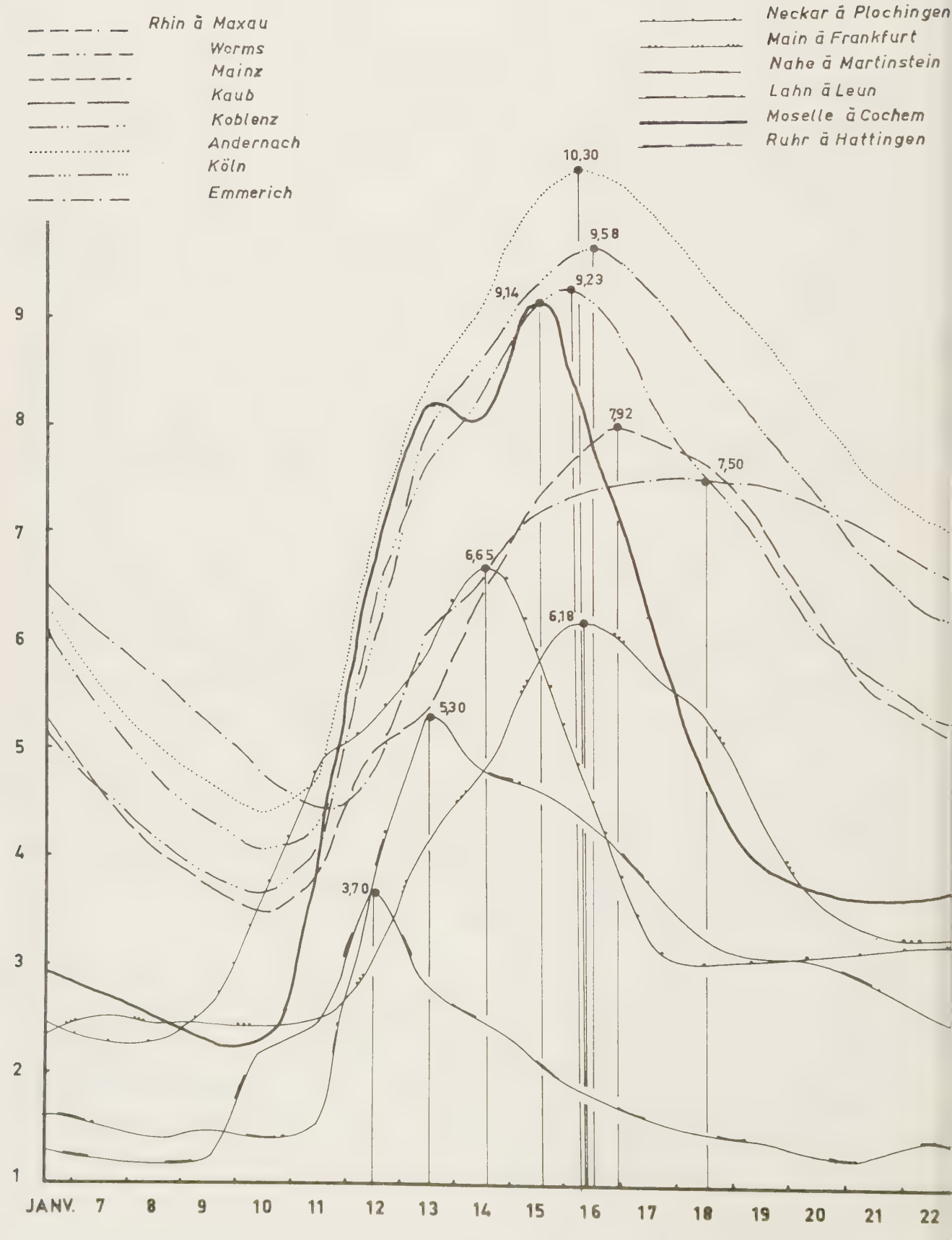
Assez forte dès Rheinfelden, la montée des eaux s'aggrava à Worms et à Kaub sous l'action concordante du Neckar et du Main ; celui-ci aurait écoulé un maximum de 2 210 m3/s le 16 janvier à Francfort (tableau XV). Le débit maximal brut du fleuve aurait atteint à Kaub le même jour 6 900 m3/s.

La concordance entre les flots du Rhin et de la Moselle fut pratiquement aussi totale qu'en décembre 1925 - janvier 1926 et le maximum mosellan, observé le 15 janvier à 14 heures à Cochem, parvint le même jour à 20 heures à Coblence à une vitesse moyenne de 8,6 km/heure, c'est-à-dire avec une faible avance de 5 heures sur le maximum rhénan (fig. 108).

Le flot maximal du fleuve se combina ainsi aux débits légèrement décroissants de l'affluent. La Moselle qui écoulait environ 3 850 m3/s, alors que son débit de pointe s'était élevé à 4 020 m3/s, aurait contribué pour environ 37 % au gonflement du Rhin inférieur qui atteignit 11 000 m3/s le 16 janvier à 3 heures à Andernach.

L'onde de crue, nullement renforcée cette fois par les apports de la Sieg, de la Ruhr et de la Lippe qui avaient connu leur maximum dès le 12 ou le 13 janvier, parvint à Lobith en un peu plus de 2 jours le 18 janvier avec un débit de pointe de 11 065 m3/s. Les dégâts causés par les inondations furent très graves surtout dans la région de Düsseldorf, à la suite de ruptures de digues près d'Ilverich et de Grimmlinghausen (A. Soldan,

FIG.108 LA CRUE DU RHIN EN JANVIER 1920



R. Seifert et W. Friedrich, 1929).

2.- La contribution de la Moselle aux graves crues de janvier 1955, de décembre 1947 - janvier 1948 et de février 1958

Les crues du Rhin inférieur en janvier 1955, en décembre 1947 - janvier 1948 et en février 1958 comptent parmi les plus fortes au XXe siècle. Les dégâts qu'elles déterminèrent dans la vallée à l'aval de Coblence furent moins catastrophiques que lors des montées précédentes. Les meilleurs conditions de prévision et d'annonce des crues après la seconde guerre mondiale permirent, d'autre part, une mise à l'abri plus rapide des biens mobiliers et des stocks industriels (W. Eschweiler, 1959b).

Les maximums du Rhin à Andernach, à Cologne, à Rees et à Lobith furent moins graves et ils n'atteignirent jamais au cours de ces trois intumescences 10 000 m3/s, car le degré de concordance entre les flots du collecteur principal et de son affluent fut en général moins grand et l'apport de la Moselle surtout moins abondant.

Lors de la crue complexe de janvier 1955, l'onde du Rhin supérieur, qui parvint à un maximum de 6 150 m3/s le 19 janvier à Kaub, fut déterminée par la montée d'origine alpine, le second maximum du Neckar et le maximum unique du Main (fig. 109 et 110).

Un décalage plus important que dans les cas analysés précédemment se produisit à Coblence entre le passage du maximum unique de la Moselle et celui du maximum rhénan. Le débit maximal de la Moselle, soit 3 430 m3/s, fut enregistré le 18 janvier à 13 heures à Cochem ; il parvint le même jour à 19 heures à Coblence à une vitesse moyenne de propagation de 9 à 10 km/heure (1). Il devança ainsi de près de 11 heures le maximum du Rhin en cette station.

La Moselle ne véhiculait donc plus, selon nos estimations, que

(1) Le débit maximal brut de la Moselle a été, avec 3430 m3/s, largement supérieur à celui du Rhin alpin qui ne dépassa pas 3 040 m3/s à Rheinfelden.

FIG.109 LA CRUE DU RHIN EN JANVIER 1955.

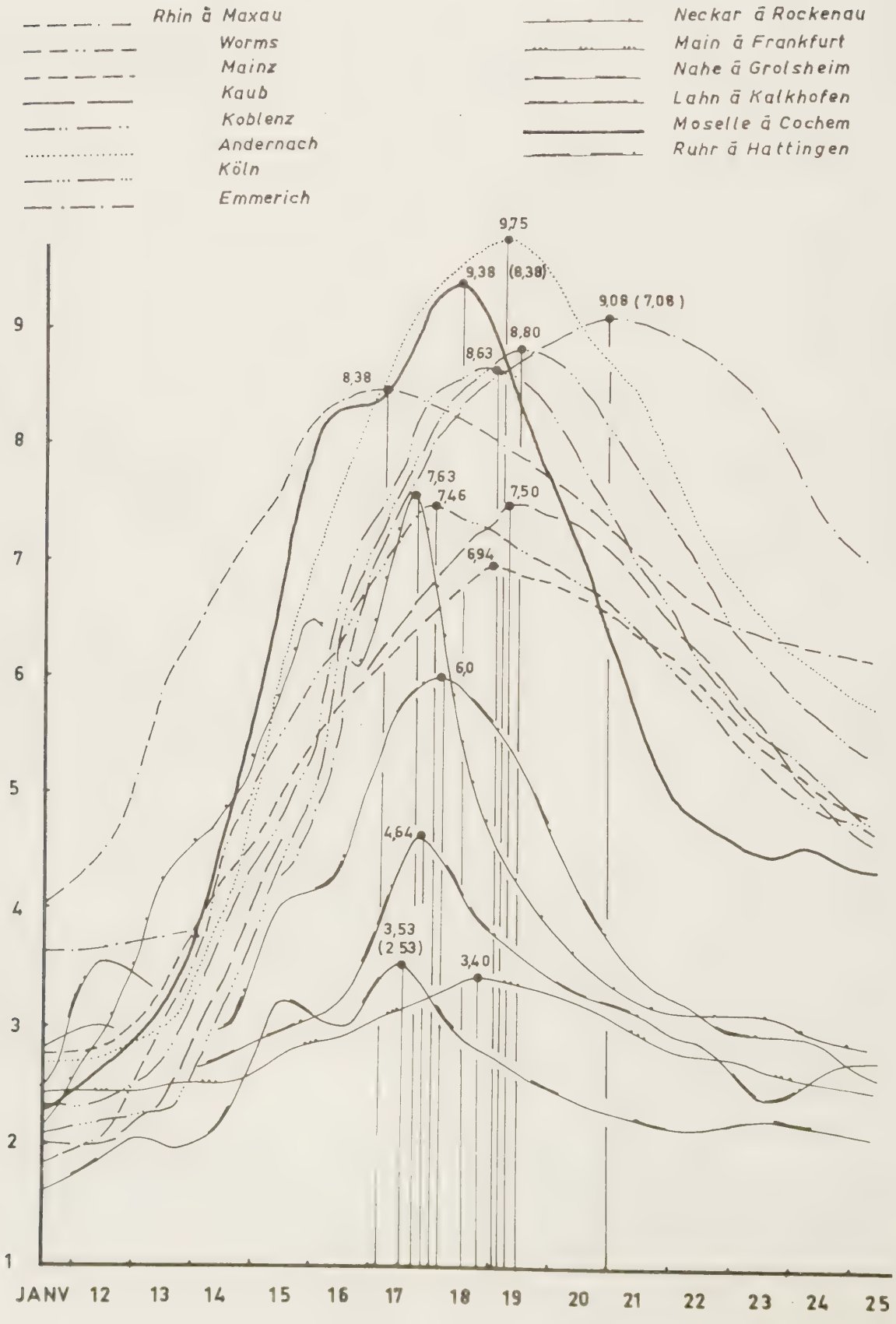
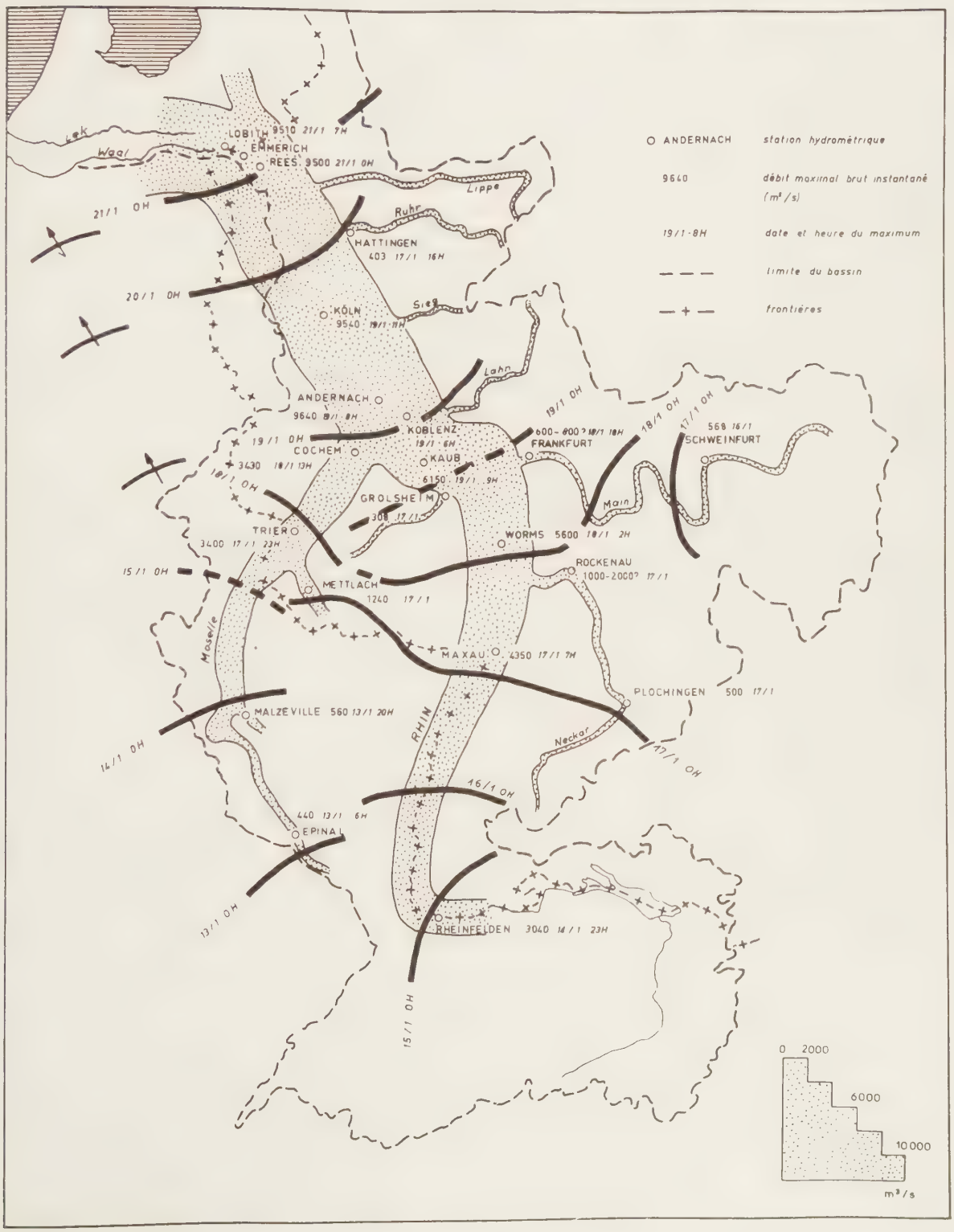


FIG.110 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA CRUE DU RHIN EN JANVIER 1955.



3 260 m3/s lorsque le maximum du Rhin fut atteint à Coblence. Elle participa néanmoins pour 34 % à la formation du débit maximal de 9 640 m3/s, qui fut relevé le 19 janvier à 8heures à Andernach (tableau LXV).

La crue rapide ne mit que deux jours pour parvenir à Lobith et elle ne fut pratiquement pas renforcée par les apports de la Sieg, de la Ruhr et de la Lippe. Les inondations affectèrent en Rhénanie-Westphalie les secteurs habituels de débordement et spécialement les agglomérations de Cologne et de Düsseldorf ; elles ne revêtirent jamais pourtant un caractère de gravité extrême.

La crue simple de décembre 1947 - janvier 1948 ne prit vraiment un tour dramatique que sur le Plateau Lorrain (Deuxième Partie - Chapitre V). Elle fut cependant assez grave sur le Rhin inférieur, du fait de la contribution appréciable de la Moselle.

Le gonflement sensible du Rhin supérieur, provoqué par les apports très abondants du Neckar (1), ne s'aggrava pas considérablement entre Worms et Kaub. Le débit maximal brut du fleuve fut enregistré en cette dernière station le 31 décembre 1947 avec 5 580 m3/s. Le maximum du Main parvint, en effet, avec un retard de près de 48 heures sur l'onde rhénane à la confluence (fig. 111 et 112), ce qui atténua très nettement la phase de décrue à Mayence et à Kaub.

Quant au maximum mosellan, il atteignit Coblence avec un retard de 17 heures sur celui du Rhin, par suite des débordements que l'on sait. Le débit maximal brut du fleuve fut observé à Coblence le Ier janvier 1948 à 0 heures, alors que le débit de pointe de la Moselle, soit 3 740 m3/s, passa le même jour à 11 heures à Cochem et ne parvint à la confluence que vers 17 heures à une vitesse moyenne de 8 km/heure.

(1) Le Neckar aurait écoulé, selon F. Monheim (1949), un maximum de 2 400 m3/s le 31 décembre 1947 qui semble surestimé pour W. Eschweiler (1959b).

FIG.111 LA CRUE DU RHIN EN DECEMBRE 1947-JANVIER 1948.

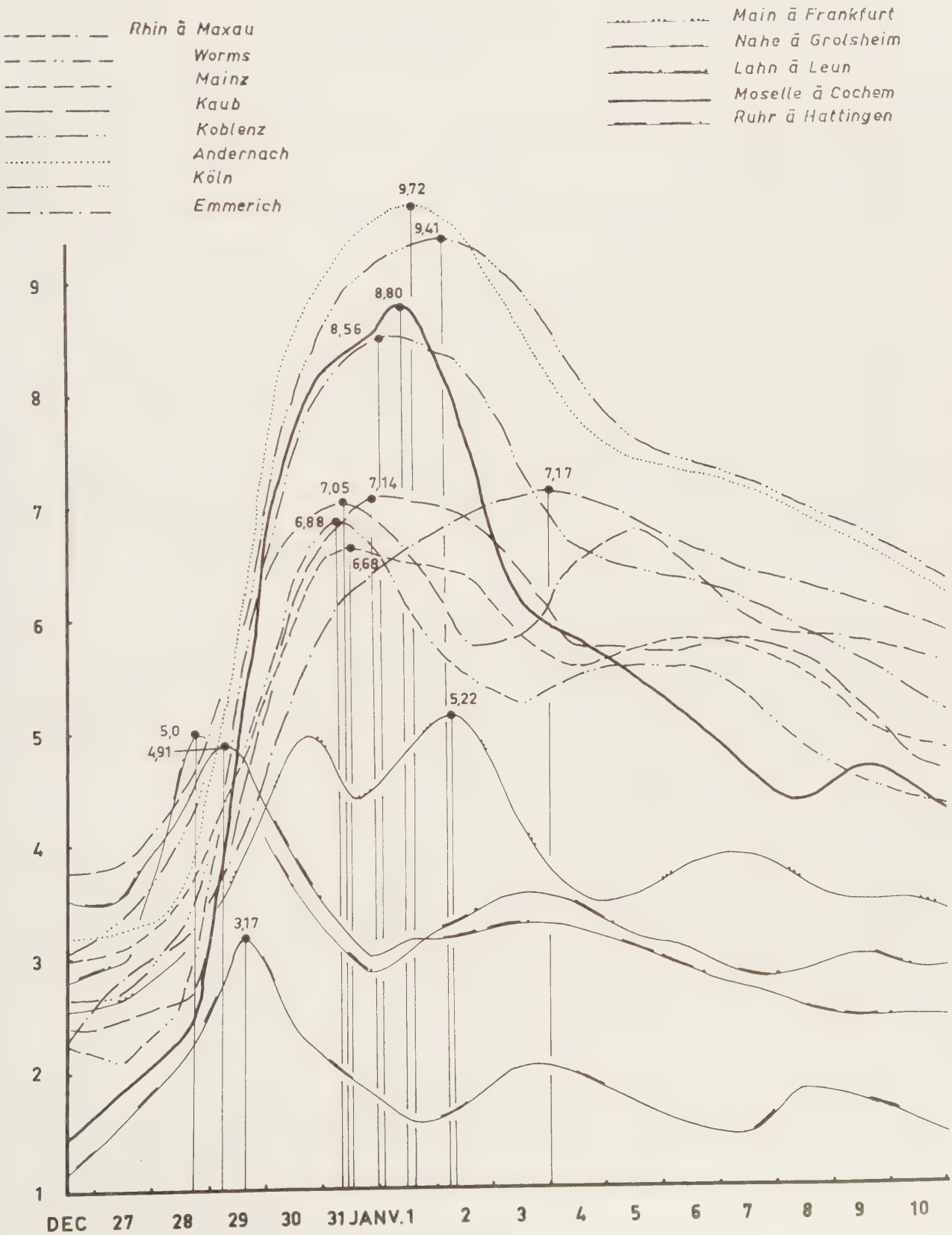
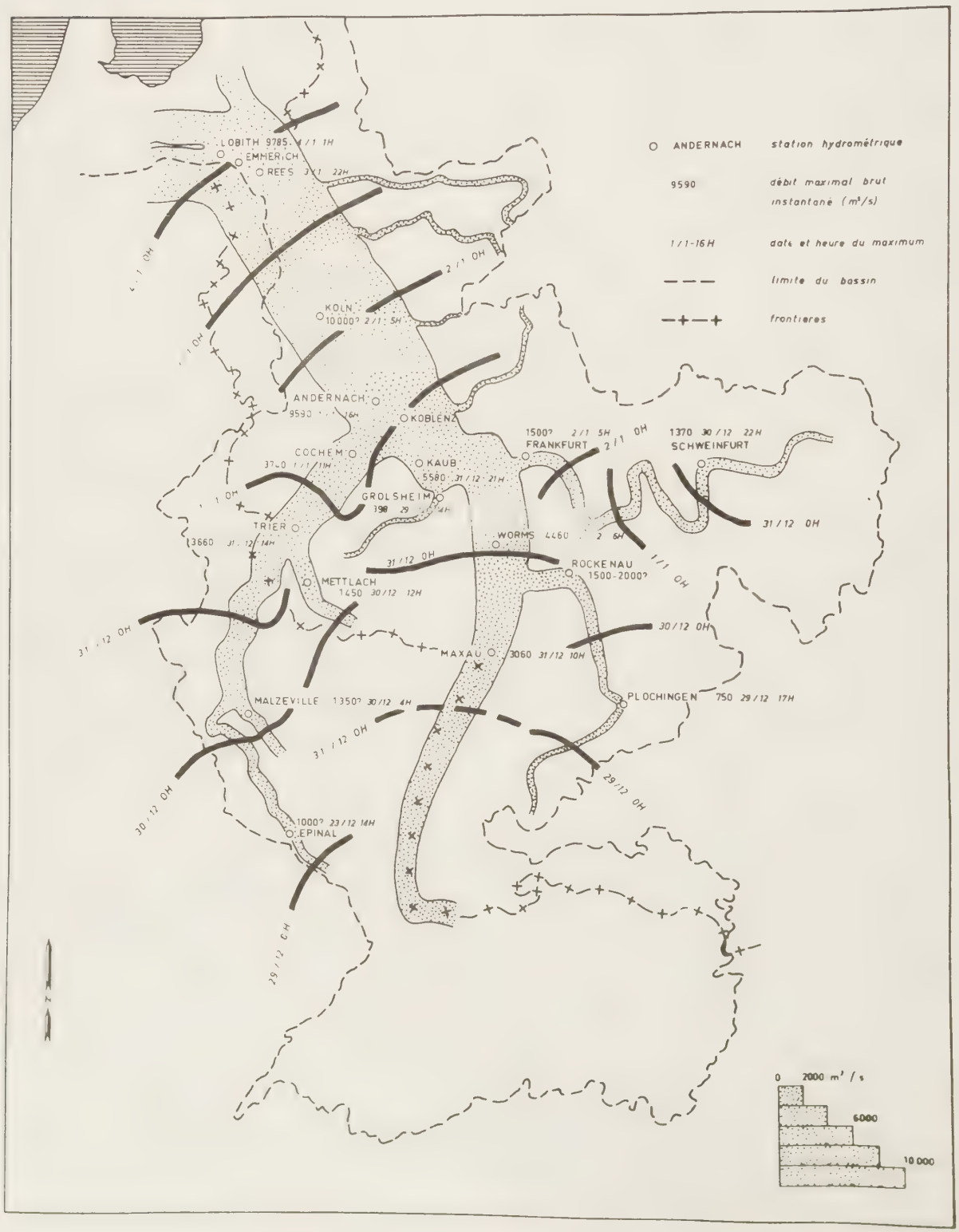


FIG.112 DEBIT MAXIMAL BRUT INSTANTANE ET VITESSE DE PROPAGATION DE LA CRUE DU RHIN EN DECEMBRE 1947-JANV.1948.



L'onde du Rhin se combina donc aux débits croissants da la Moselle pour constituer un maximum de 9 590 m3/s, dont le passage fut enregistré le Ier janvier à 16 heures à Andernach. La Moselle, qui fournit environ 3 520 m3/s, participa pour 37 % au gonflement du fleuve. Le maximum du Rhin inférieur ne s'accrut que très peu à l'aval d'Andernach, la plupart des affluents comme la Ruhr ayant connu leurs "pointes" plus de deux jours auparavant.

La crue de décembre 1947 - janvier 1948 ne fut donc pas beaucoup plus grave que celle de janvier 1955 sur le cours inférieur du Rhin, malgré un apport légèrement supérieur de la Moselle. La présence d'épaves de bateaux et de débris de ponts dans le lit du fleuve, vestiges de la guerre, causa néanmoins de sérieux soucis aux responsables de la navigation et ils exagérèrent de 0,80 m, en fonction du rapport antérieur hauteurs-débits, la cote maximale à la station de Cologne (tableau LXV).

Des deux crues simples de la Moselle en février 1958, la première fut la plus grave avec un débit maximal brut de 3 180 m3/s le 11 à Cochem ; lors de sa seconde montée, le cours d'eau écoula en pointe 2 810 m3/s le 27 à la même station (Deuxième Partie - Chapitre V).

Par contre, c'est au cours de la seconde intumescence, à laquelle on s'attachera ici, que le Rhin supérieur et inférieur atteignit ses cotes maximales en toutes les stations de Maxau à Lobith (fig. 113). En effet, si la montée du début de février fut la plus forte sur le Neckar et la Nahe, comme sur la Moselle, le Main, la Lahn et la Ruhr enregistrèrent leur gonflement maximal à la fin de février (P. Backwinkel, 1958).

Le Rhin ne dépassa pas 5 380 m3/s le 26 février à Kaub, du fait d'une concordance assez médiocre entre le flot du fleuve et celui du Main. La conjonction des flots mosellan et rhénan fut, par contre, beaucoup plus étroite à Coblence. Le débit maximal brut de la Moselle, seulement grave

FIG.113 LES DEUX CRUES DU RHIN EN FEVRIER 1958.

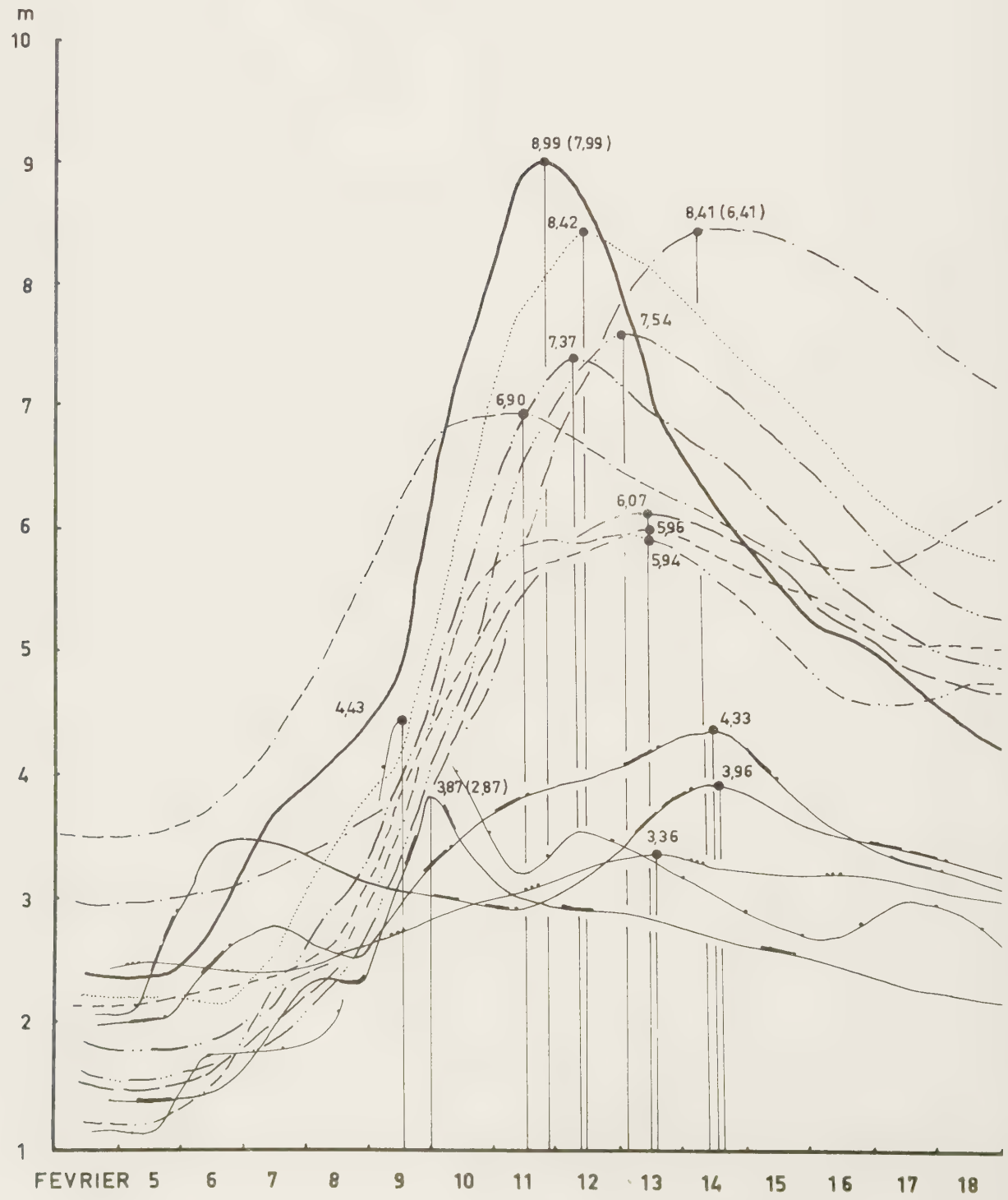
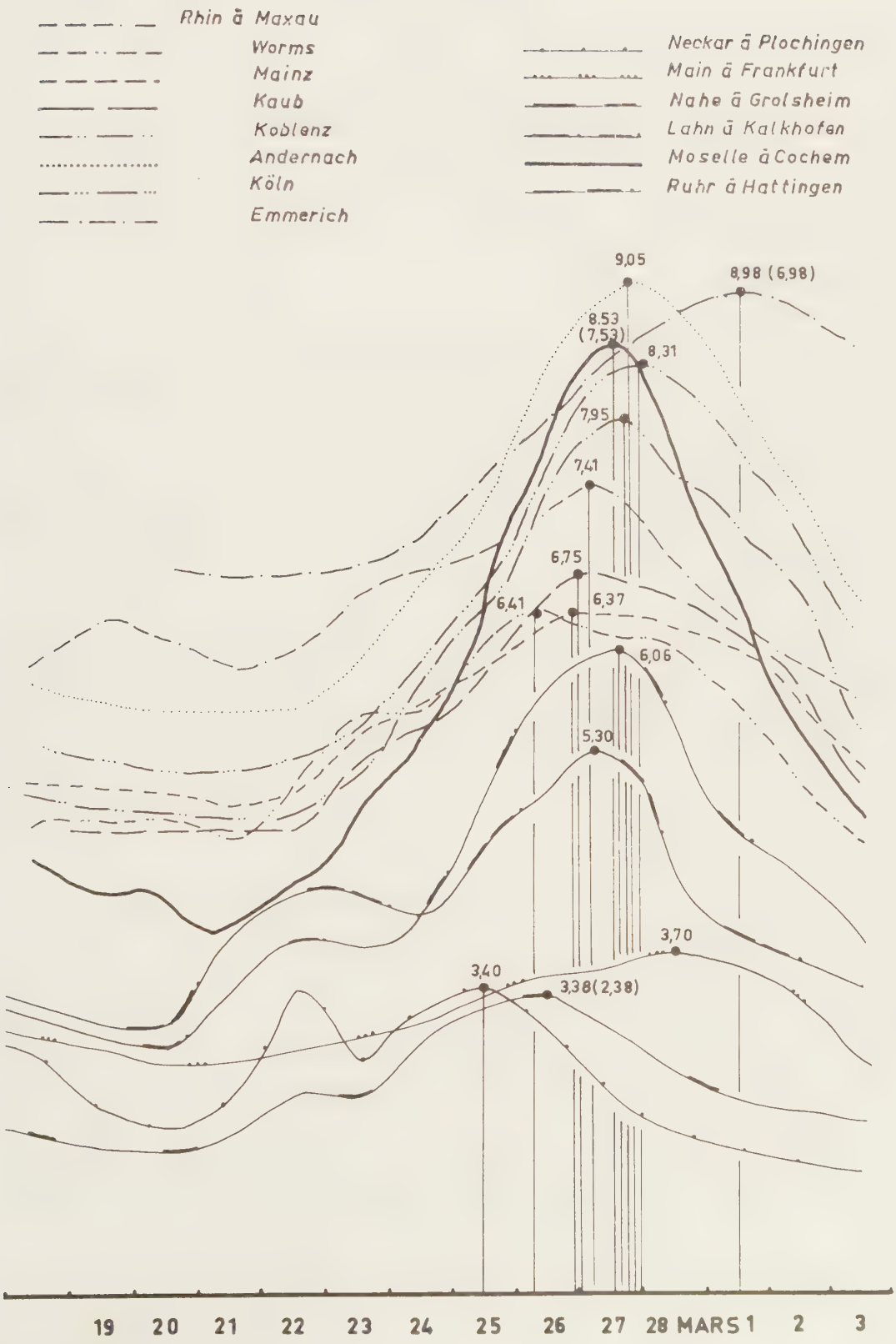


FIG.113 bis


Rhin à Maxau
Worms
Mainz
Kaub
Koblenz
Andernach
Köln
Emmerich
Neckar à Plochingen
Main à Frankfurt
Nahe à Grolsheim
Lahn à Kalkhofen
Moselle à Cochem
Ruhr à Hattingen
9,05
8,98 (6,98)
8,53
(7,53)
8,31
7,95
7,41
6,75
6,41
6,37
6,06
5,30
3,70
3,40
3,38(2,38)
19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 MARS 1 2 3

selon notre classification, mit 6 heures à parcourir la section Cochem - Coblence le 27 février à une vitesse moyenne de 8 km/heure. Il atteignit la confluence seulement 2 heures après le passage du maximum rhénan.

En dépit de cette concordance remarquable, l'onde enregistrée le 27 février à 16 heures à Andernach ne dépassa pas 8 550 m3/s, la contribution de la Moselle ayant été nettement moins abondante que lors des crues précédentes (tableau LXV). L affluent intervint cependant pour près de 32 % dans le gonflement du Rhin inférieur.

La crue de la fin de février 1958, grave sans plus puisque le débit maximal brut excéda de peu 9 000 m3/s tant à Rees qu'à Lobith (tableau LXV), ne provoqua que des inondations assez habituelles dans la vallée rhénane. La montée des eaux atteignit ainsi un peu plus de 8 m à Cologne, alors que toutes les autres grandes crues du siècle avaient approché ou même dépassé 9 m à la station (1).

Ainsi, la gravité effective des crues du Rhin inférieur tient certes aux apports combinés du Rhin alpin, du Neckar, du Main, de la Nahe et de la Lahn, mais surtout à ceux de la Moselle qui représentent de 32 à 37 % du maximum enregistré à Andernach, à l'aval de la confluence.

---

(1) Une cote de 8 m à l'échelle de Cologne est assez fréquente ; elle se produit en moyenne tous les 5 ans et se traduit par la submersion de la célèbre "Uferpromenade" (W. Eschweiler, 1959b).

C O N C L U S I O N

La Moselle joue un rôle de premier plan dans le régime du Rhin inférieur, qu'il s'agisse de son abondance moyenne annuelle, des variations saisonnières de ses débits, de ses extrêmes et plus spécialement de ses crues.

L'influence de la Moselle sur l'abondance moyenne annuelle du Rhin est diverse selon que l'on considère l'écoulement brut ou spécifique.

Le module brut du Rhin supérieur s'accroit assez lentement, il passe de 1 010 m3/s à Rheinfelden à 1 560 m3/s à Kaub, à l'amont de la confluence de la Moselle. Les apports de cet affluent, voisins de 300 m3/s, sont largement supérieurs à ceux du Neckar (150 m3/s) ou du Main (170 m3/s) et ils font augmenter de près de 20 % le module brut du Rhin qui atteint 1920 m3/s à Andernach. La part du Rhin alpin dans l'écoulement annuel, qui est encore de 64 % à Kaub, tombe à 52 % à Andernach. Le débit moyen annuel du fleuve ne s'accroit que d'un peu plus de 200 m3/s entre Andernach et Lobith.

Par ailleurs, alors que le module spécifique du Rhin supérieur décroît régulièrement de Bâle à Kaub, passant de 29,2 l/s/km2 à 15 l/s/km2, du fait de l'atténuation progressive de l'influence alpine dans l'alimentation du fleuve et de la faiblesse des apports spécifiques du Neckar (9,5 l/s/km2), du Main (6,9 l/s/km2) et de la Nahe (6,1 l/s/km2), la Moselle contribue à atténuer cette décroissance et à stabiliser le module spécifique du fleuve dans son cours inférieur autour de 14 l/s/km2 grâce à son écoulement honorable (10,6 à 10,9 l/s/km2).

La Moselle intervient également de façon décisive dans les transformations progressives du régime complexe changeant du Rhin.

Certes, le régime rhénan, qui est encore nivo-glaciaire de transition à Rheinfelden et à Bâle, subit une première mutation entre cette dernière station et Kaub. Les apports des petits affluents pluvio-nivaux de Forêt Noire et surtout des affluents pluviaux océaniques, tels que le Neckar, le Main et la Nahe, modifient la répartition saisonnière des débits. Le régime du fleuve à Kaub est nivo-pluvial par combinaison avec deux maximums et deux minimums distincts ; le maximum principal se situe toujours en juin-juillet et il témoigne de l'influence alpine encore prépondérante dans l'écoulement de saison chaude avec 76 % contre 52 % en saison froide.

A l'aval de la confluence de la Moselle à Andernach, le régime rhénan devient franchement pluvio-nival par combinaison avec un maximum principal de pleine saison froide, en février, et un maximum secondaire très atténué en juin. Ce régime persiste plus à l'aval à Rees et à Lobith. Si la part du Rhin alpin dans l'écoulement estival à Andernach reste encore de 68 %, elle tombe à 39 % seulement en saison froide.

C'est cependant en période de crues que l'influence de la Moselle sur l'écoulement rhénan est la plus manifeste, en saison froide spécialement.

Le cours d'eau ne joue le plus souvent qu'un rôle secondaire ou somme toute minime dans les crues estivales du fleuve. Ces crues, parfois très puissantes avec plus de 5 000 m3/s à Rheinfelden et à Bâle, du fait de la localisation des averses sur les Alpes et leur avant-pays, s'atténuent ou du moins ne s'aggravent pas sur le cours supérieur et inférieur, faute d'apports suffisamment abondants des affluents. Lors des intumescences de juin 1910 et de juin 1953, la Moselle n'a connu que des montées très médiocres.

Néanmoins, la crue récente de mai 1970 constitue un cas remarquable, bien qu'elle ne soit pas de pleine saison chaude, dans la mesure où le flot de la Moselle, voisin de 2 740 m3/s, a concordé étroitement le 14 avec celui du Rhin, proche de 4 720 m3/s, pour donner à Andernach un maximum de 7 190 m3/s, assez exceptionnel pour la saison.

Les averses océaniques de saison froide affectent à des degrés divers l'ensemble du bassin rhénan et les apports fournis par les affluents du cours supérieur et inférieur, spécialement par la Moselle, aggravent les crues amorcées dès Rheinfelden et Bâle.

La structure du réseau fluvial favorise des séries de concordances successives entre les flots du Rhin alpin, du Neckar et du Main, concordances qui à partir du confluent de la Moselle rendent très puissantes les crues hivernales du fleuve.

La combinaison de l'onde du Rhin supérieur et de celle de la Moselle se réalise toujours assez étroitement, que la crue soit simple ou complexe. Le décalage horaire entre les deux ondes à Coblence est le plus souvent réduit et le maximum formé par les débits croissants ou décroissants du collecteur principal et de son affluent se propage rapidement vers l'aval et parvient en 2 ou 3 jours aux Pays-Bas.

La presque parfaite concordance entre les deux flots à Coblence de même que l'abondance de l'onde mosellanne confèrent une puissance imposante aux grandes crues océaniques hivernales sur le Rhin inférieur, que l'on considère les débits maximaux bruts ou spécifiques et les valeurs du coefficient A.

Si le débit maximal brut du fleuve dépasse rarement 7 000 m3/s à Kaub, il s'accroit de 3 000 à 4 000 m3/s entre cette station et Andernach, sous l'influence prédominante de la Moselle. Il n'augmente, par contre, que

de 1 000 m3/s au plus d'Andernach au delta.

De même, le maximum spécifique du Rhin, qui diminue assez régulièrement de Rheinfelden à Kaub, se trouve largement renforcé à Andernach, à l'aval de la confluence de la Moselle, puis il connait une nouvelle mais légère décroissance de cette station à Lobith.

Enfin, si la puissance effective des crues-records du Rhin inférieur est forte en saison froide, c'est à la Moselle qu'elle le doit. Alors que les valeurs maximales connues du coefficient A n'ont pas dépassé 25,4 à Rheinfelden, 24,6 à Worms, 22,2 à Kaub, le coefficient se relève très nettement sous l'influence de la Moselle ; il a atteint ainsi 30,2 à Andernach et à Rees lors de la plus puissante crue de ce siècle, celle de décembre 1925 - janvier 1926.

Il a été possible également de déterminer avec une bonne approximation la contribution de la Moselle au gonflement du Rhin inférieur observé à Andernach, à partir d'une analyse précise du degré de concordance entre les flots du collecteur principal et de son affluent et du type de combinaison de leurs débits croissants ou décroissants réalisé à Coblence.

Lors des très graves crues de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920, de même qu'au cours des graves crues de janvier 1955, de décembre 1947 - janvier 1948 et de février 1958, l'apport de la Moselle a représenté de 32 à 37 % du maximum écoulé par le Rhin à l'aval de Coblence.

Cette influence de la Moselle sur la puissance des crues du Rhin inférieur jusqu'aux Pays-Bas est si réelle que les ingénieurs de ce pays tiennent compte des hauteurs d'eau et des débits maximaux de 7 stations du Rhin mais aussi de la station de Cochem sur la Moselle pour estimer le débit à prévoir à Lobith (P. J. Wemelsfelder, 1953).

Cependant, si les apports liquides de la Moselle sont décisifs pour l'écoulement rhénan, les apports solides du cours d'eau sont faibles, à l'exclusion des transports en solution d'ailleurs exagérés par les phénomènes de pollution, et sans grande influence sur la dynamique fluviale du Rhin inférieur.

TROISIEME PARTIE

LES TRANSPORTS SOLIDES DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE

Cette étude de dynamique fluviale concerne les transports solides fluviaux dans leur ensemble. Les transports en solution prédominent largement dans le bassin de la Moselle et ils traduisent l'efficacité de l'érosion chimique en milieu tempéré océanique, spécialement dans les régions calcaires et marno-calcaires. Les transports en suspension ont une importance moindre, ils témoignent surtout des effets de l'érosion mécanique dans les lits fluviaux et, plus exceptionnellement, de l'action du ruissellement sur les versants lors des grandes averses de saison froide. Les transports de fond semblent très faibles, éminemment discontinus dans le temps et limités surtout aux secteurs de moyenne montagne et ceci en période crues.

Les transports solides fluviaux ont ainsi une signification morphologique certaine et ils reflètent assez bien la réalité des phénomènes actuels de l'érosion dans le bassin mosellan (1). Certaines conditions de l'érosion mécanique et chimique ont déjà été évoquées précédemment.

---

(1) Le terme d'érosion reste souvent vague et il a une signification différente selon les auteurs. Ainsi, les morphologues soviétiques, polonais et allemands limitent-ils cette notion au creusement par les eaux courantes dans les lits fluviaux. Ils qualifient de "dénudation" la mobilisation des matériaux sur les versants et les interfluves et ils regroupent les deux phénomènes sous le terme général d'"ablation". Nous prenons le terme d'érosion dans une acception très large et nous intégrons en fait le mouvement des matériaux sur les versants, leur fourniture aux cours d'eau, leur transport par les courants fluviaux, le remblaiement et le creusement des lits (R. Frécaut, 1964 b

C'est ainsi que l'on a précisé la nature lithologique des principaux bassins, la composition chimique de leurs roches, l'abondance des écoulements souterrains (Première Partie - Chapitre II). Par ailleurs, on a montré combien la couverture végétale permanente, herbacée et surtout forestière, freine la mobilisation des matériaux, même les plus fins, sur les versants, grâce à sa faculté d'interception des précipitations et au rôle fixateur des divers éléments du sol par les racines des plantes (Première Partie - Chapitre IV). L'érosion hydrique est peu efficace dans le bassin de la Moselle, sauf lors de certaines averses durables d'hiver.

Notre analyse des transports solides est loin d'être exhaustive, elle constitue une simple approche du problème, d'autant que la détermination de la salinité et des turbidités des eaux se trouve compliquée par des phénomènes de pollution dans les bassins moyen et inférieur. Les résultats auxquels nous sommes parvenus concordent assez bien, cependant, avec ceux d'autres auteu

Le choix des stations de mesure a été fait en fonction des phénomènes de pollution, mais également des grands ensembles lithologiques et de la proximité de stations de jaugeage, fournissant des débits, qui permettent à la fois le calcul des volumes totaux transportés et des dégradations spécifiques ainsi que la comparaison entre les variations saisonnières de l'écoulement liquide et solide (Carte II hors-texte) (1).

---

(1) A nos propres stations de mesure, exploitées deux fois par mois, de 1964 à 1965, sur la Moselle, la Vologne, le Madon, la Meurthe, la Mortagne et la Sarre, ont pu être adjointes certaines stations de l'Institut de Recherches Hydrologiques de Nancy, situées sur les mêmes cours d'eau et sur la Nied, ainsi que d'autres stations du Laboratoire de l'Etat au Luxembourg (Sûre) et des services hydrologiques allemands (Sarre et Moselle

C H A P I T R E I

LA PREDOMINANCE ET LA CONTINUITE DES TRANSPORTS EN SOLUTION

Les transports en solution sont de beaucoup les plus importants dans le bassin de la Moselle, comme d'ailleurs dans tous les bassins des régions océaniques ; ils attestent ainsi de l'efficacité de l'érosion chimique actuelle dans ce milieu. Bien qu'ils connaissent des variations saisonnières marqués, ils sont continus dans l'espace et dans le temps, car les substances dissoutes, prises en charge et véhiculées par les eaux d'infiltration au niveau des versants, sont directement restituées aux cours d'eau tout au long de l'année par les eaux de source et de "suintement".

Dans les eaux prélevées régulièrement en différentes stations du bassin (1), nous avons déterminé la teneur totale en substances dissoutes ou salinité et dosé un certain nombre d'éléments que l'on peut considérer comme caractéristiques de l'érosion chimique soit en terrains cristallins ou gréseux, soit en terrains calcaires, marno-calcaires ou argileux.

La salinité des eaux a été calculée à partir de la résistivité, suivant une méthode vulgarisée par le regretté J. Corbel (1963 et 1964) (2).

(1) Les prélèvements d'eau, qui ont servi à la mesure à la fois des transports en solution et en suspension, ont généralement été effectués à partir d'un pont au moyen d'une bouteille spécialement équipée et lestée. Afin d'obtenir des résultats significatifs, quatre échantillons d'eau étaient prélevés sur un même profil, à proximité de la surface et du fond, lorsque la profondeur le permettait.

(2) La résistivité a été mesurée par un appareil Chauvin-Arnoux reposant sur l'emploi du pont de Kohlrausch ; au moment de l'équilibre, un minimum de son est réalisé dans le téléphone-récepteur.

Nous avons dosé le sodium, le potassium et le calcium par photométrie de flamme (1) et analysé le chlore volumétriquement par le nitrate d'argent, en présence de chromate de potassium, selon la méthode de Mohr (R. Strauss, R. Frécaut et B. Braun, 1965). Le magnésium et le calcium ont été titrés par complexométrie (2) ; les valeurs indiquées pour ce dernier élément correspondent à la moyenne des résultats obtenus par les deux méthodes qui, d'ailleurs coïncident avec une bonne approximation. La teneur en silice dissoute a été évaluée par analyse colorimétrique (3).

Ces diverses techniques couramment utilisées permettent une analyse précise des transports en solution et de leurs variations. Ces transports présentent, tout d'abord, des variations dans l'espace que nous avons envisagées surtout dans un cadre annuel. La salinité et la composition chimique des eaux naturelles sont, de fait, fort différentes suivant la nature lithologique des bassins. Mais on observe également, du moins en ce qui concerne la salinité, des variations sensibles dans le temps, que l'on peut mettre en relation avec les variations saisonnières des débits.

Cette étude n'a été possible que dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, du fait de la pollution chimique des eaux fluviales. De nombreux secteurs fluviaux sont, en effet, fortement pollués par les chlorures Meurthe à l'aval de Rosières-aux-Salines, Moselle à l'aval de la confluence de la Meurthe, Seille à l'aval de Dieuze et Sarre à l'aval de Sarralbe ; les va-

---

(1) Les atomes des alcalins et des acalino-terreux excités par une flamme émettent un spectre dont on mesure l'intensité, qui est proportionnelle à la concentration de l'élément en solution. On détermine cette dernière par comparaison à des solutions étalons. Le photomètre Coleman, qui a été utilisé par R. Strauss, permet, avec une précision satisfaisante, l'analyse quantitative du sodium, du potassium et du calcium.

(2) La complexométrie est fondée sur la formation de chelat entre une molécule organique et un métal complexé ; la stabilité de ces composés permet leur utilisation en analyse volumétrique (J. Rodier, 1960). Le calcium est titré par le complexon III (sel disodique de l'acide éthylène-diamine-tétracétique) en présence de murexide à p H 12. Le calcium et le magnésium sont dosés ensemble à p H 10, l'indicateur étant le noir Eriochrome T. Le taux de magnésium est obtenu par différence.

(3) Avec le molybdate d'ammonium, en présence d'acide sulfurique, il se forme un complexe de teinte jaune, l'acide silici-molybdique; l'intensité de la coloration a été appréciée à l'oeil par comparaison à des solutions étalons de chromate de potassium.

leurs de la salinité ne traduisent plus la réalité des phénomènes d'érosion

I.- La composition chimique des eaux fluviales naturelles et la nature lithologique des bassins

L'analyse quantitative de la salinité et des différentes éléments en solution dans les eaux fluviales offre un intérêt d'autant plus grand que les résultats peuvent être confrontés avec ceux exprimant la composition chimique des roches (E. Iacob, 1968).

En effet, parmi les facteurs favorisant les transports en solution dans un milieu morphoclimatique donné, les facteurs lithologiques et secondairement pédologiques jouent un rôle de premier plan. Les caractères physico-chimiques des roches interviennent sous un double aspect. Les pourcentages des différents ions et par là même, la salinité des eaux sont directement liés à la composition chimique des roches. Par ailleurs, la structure physique des roches et des sols, qui détermine leur degré de perméabilité, règle la circulation des eaux gravifiques et souterraines et par conséquent leur aptitude à prendre en charge des substances minérales (1).

L'étude des variations dans l'espace des concentrations en fonction des différents ensembles lithologiques portera sur les résultats de l'année légale 1965, afin de permettre des comparaisons avec les transports en solution effectués par d'autres cours d'eau dans la zone tempérée. Nous envisagerons à la fois les moyennes annuelles et les valeurs extrêmes mensuelles de la salinité et de la teneur en substances dissoutes les plus caractéristiques. Nous avons jugé intéressant d'adjoindre aux résultats concernant les eaux fluviales des données relatives aux eaux des lacs et des sources (R. Frécaut et R. Strauss, 1968).

---

(1) Il semble que les roches à perméabilité "fine" d'interstices ou de microfissures favorisent les transports en solution les plus importants, dans la mesure toutefois où elles sont sensibles aux effets de l'altération chimique, car l'eau infiltrée est alors en contact assez durable avec les roches.

Une nette différenciation dans la minéralisation des eaux fluviales naturelles se marque entre les bassins de roches silicatées, cristallines et gréseuses, correspondant à la montagne vosgienne, et les bassins de roches calcaires, marno-calcaires et argileuses du Plateau Lorrain.

A.- Les eaux naturelles des bassins cristallins. Leur faible salinité

Les stations de prélèvement d'Eloyes et d'Epinal sont situées dans le bassin supérieur de la Moselle, les lacs de Retournemer, de Longemer et de Gérardmer, la station de Jarménil appartiennent au bassin de son affluent, la Vologne.

Ces bassins, constitués par des formations cristallines et métamorphiques, possèdent tous deux un certaine unité lithologique (Carte II hors-texte). Malgré une relative diversité pétrographique, la composition chimique des granites est assez homogène. La teneur en silice, élément dominant dans ces roches, s'élève de 55,4 à 74,5 %. Le potassium, le sodium, le magnésium et le calcium sont les autres constituants chimiques importants, mais la somme des alcalins est supérieure au calcium (Première Partie - Chapitre II).

La salinité comme la composition chimique des eaux continentales, fluviales, lacustres et de sources, présentent dans les bassins cristallins des caractéristiques originales.

Les valeurs moyennes annuelles de la salinité sont très voisines dans les trois stations fluviales (tableaux LXVI et LXVII). La minéralisation des eaux, bien que supérieure à leur turbidité, est basse : 43 mg/l à Eloyes, et à Epinal, 47 mg/l à Jarménil. Elle tient selon toute vraisemblance à la faible solubilité de la silice.

T A B L E A U L X V I

COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX
FLUVIALES NATURELLES. VALEURS MOYENNES DE L'ANNEE 1965.(1)

	Salinité	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SiO_2	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$
Eloyes	43	3,5	0,8	3,8	1,6	6,9	3	0,70	8,47	0,93	0,93
Jarménil	47	4,0	1,4	3,9	1,8	7,2	3	0,77	5,30	1,13	1,18
Epinal	43	3,5	1,1	3,4	1,5	6,5	3	0,71	5,51	1,07	1,05
Autrey	47	2,3	1,8	3,7	2,4	6,6	3	1,09	2,06	0,77	0,81
Pulligny	568	15,5	4,4	74,0	31,3	30,1	2	0,73	6,20	0,23	1,0
Toul	211	10,6	2,5	33,4	12,4	19,9	2	0,58	7,83	0,34	1,10

(1) Teneurs exprimées en mg/l et rapports calculés à partir de valeurs exprimées en milliéquivalent.

On retrouve des valeurs similaires dans de nombreux bassins cristallins de moyenne montagne océanique. G. Rougerie (1965) a ainsi montré que les transports en solution varient entre 28 et 68 mg/l dans le bassin supérieur de la Savoureuse, sur le versant Sud du Ballon d'Alsace. Par ailleurs, si la salinité moyenne des eaux de la Diège, sur le Plateau de Millevaches, n'excède pas 20 mg/l, celle des eaux de la Tialle et du ruisseau des Granges, sur le Plateau d'Artense, approche ou dépasse 40 mg/l (G. Bédiot et J.C. Wieber, 1967).

Les transports en solution de la Moselle supérieure et de la Vologne, bien que faibles, sont prédominants. Ils représentent de 85 à 95 % des transports totaux effectués par ces cours d'eau (tableau LXVIII) (1). Les tonnages de substances dissoutes véhiculées annuellement dépassant largement les tonnages correspondant aux matériaux en suspension. La valeur

(1) Les transports de fond sont extrêmement faibles dans le massif vosgien et ils représentent un pourcentage pratiquement négligeable des transports totaux (Troisième Partie - Chapitre III).

TABLEAU LXVII

TENEURS EN SUBSTANCES DISSOUTES DES EAUX NATURELLES
DE BASSINS CRISTALLINS. VALEURS MENSUELLES DE L'ANNEE 1965.

		Salinité	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SiO_2	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$
Source Moselle	J	39	0,9	tr.	4,7	1,5	3,5	2	0,51	–	0,17	0,41
	O	36	1,8	tr.	5,5	2,4	5,3	2	0,66	–	0,33	0,53
Eloyes	Jr	46	4,3	0,4	2,3	1,4	8,0	3	0,51	19,0	1,74	0,88
	F	50	5,5	1,2	5,3	1,2	8,5	4	0,37	7,33	0,94	0,97
	M	38	3,2	1,2	4,5	1,2	7,5	2	0,44	4,66	0,78	0,80
	A	42	2,5	0,4	3,7	1,1	7,2	2	0,50	11,0	0,66	0,60
	M	35	2,1	0,6	2,8	1,9	6,3	2	1,11	6,0	0,75	0,59
	J	38	2,8	0,6	4,5	1,0	7,8	2	0,36	8,0	0,60	0,60
	Jt	44	3,2	0,8	3,6	1,6	6,3	2	0,72	7,0	0,88	0,90
	A	42	3,7	0,8	3,8	1,3	8,2	2	0,56	8,0	0,94	0,78
	S	53	4,1	0,8	4,8	2,1	6,2	3	0,71	9,0	0,83	1,14
	O	45	3,8	0,8	4,1	2,7	4,2	5	1,07	8,0	0,90	1,56
	N	44	4,3	1,1	3,3	2,9	4,2	1	1,44	8,25	1,28	1,81
	D	36	2,5	0,8	2,8	1,0	8,5	3	0,58	5,5	0,93	0,54
Source Vologne	Jt	27	1,6	tr.	2,0	2,1	4,6	3	1,72	–	0,70	0,54
	O	20	1,7	tr.	2,0	1,5	3,6	4	1,23	–	0,74	0,74
Lac Retournemer	Jt	25	1,1	tr.	2,3	1,6	7,1	0	1,14	–	0,43	0,25
	O	24	1,5	tr.	2,8	2,2	3,6	3	1,20	–	0,46	0,65
Lac Longemer	Jt	23	1,0	tr.	2,4	2,4	8,9	0	1,36	–	0,32	0,18
	O	26	1,8	tr.	2,6	2,0	6,4	1	1,23	–	0,61	0,44
Lac Gérardmer	O	24	1,8	tr.	2,5	2,0	4,0	1	1,28	–	0,64	0,71
Jarménil	Jr	58	5,7	1,9	3,4	1,6	11,0	4	0,77	5,0	1,76	0,96
	F	60	6,1	1,6	3,4	1,7	7,0	3	0,82	6,5	1,76	1,52
	M	40	3,2	1,2	4,1	1,5	6,2	3	0,60	1,66	0,85	0,92
	A	49	2,8	0,8	4,2	1,3	7,6	2	0,50	5,7	0,67	0,66
	M	45	3,1	1,0	3,6	1,9	7,8	2	0,87	5,4	0,88	0,73
	J	43	3,4	1,0	3,4	1,7	7,8	3	0,82	6,0	1,03	0,79
	Jt	42	4,5	1,2	4,6	2,4	7,8	2	0,85	6,5	0,98	1,02
	A	42	3,9	1,6	3,7	1,8	7,8	3	0,79	4,5	1,13	0,95
	S	37	3,6	0,8	3,8	1,6	6,4	4	0,68	7,7	0,92	0,97
	O	55	4,3	3,0	5,2	2,2	3,6	4	0,69	2,4	1,0	2,60
	N	49	4,6	1,6	3,4	2,7	7,8	3	1,30	5,0	1,41	1,09
	D	39	3,4	3,4	3,6	1,2	5,7	5	0,54	4,3	1,03	1,15
Epinal	Jr	45	6,0	2,3	3,5	1,0	8,0	3	0,39	4,4	2,40	1,44
	F	53	5,7	1,2	4,2	1,2	8,5	3	0,32	8,3	2,20	1,17
	M	36	2,5	0,4	4,2	1,1	7,0	2	0,42	11,0	0,64	0,71
	A	40	2,3	0,6	4,9	1,1	7,8	2	0,37	6,2	0,48	0,58
	M	39	2,3	0,8	2,9	1,4	7,1	2	0,76	5,0	0,80	0,60
	F	42	2,3	0,9	2,8	1,2	6,3	2	0,72	4,0	0,92	0,70
	Jt	45	2,5	1,0	3,1	2,6	7,1	2	1,29	4,4	0,87	0,67
	A	51	3,9	1,0	3,2	1,6	6,7	2	0,71	6,8	1,05	1,00
	S	42	3,7	1,0	3,3	1,9	7,1	5	0,94	6,4	1,12	0,92
	O	43	4,1	1,4	2,8	1,4	4,2	3	0,82	5,0	1,54	1,83
	N	48	4,4	1,4	3,7	1,9	3,6	1	0,84	5,3	1,22	2,28
	D	36	2,3	0,8	2,3	1,0	5,7	4	0,71	5,0	1,00	0,75

de la dégradation spécifique relative à l'érosion chimique varie ainsi de 50 à 75 t/km2/an dans les bassins cristallins vosgiens ; elle est donc beaucoup plus élevée que celle qui caractérise les transports en suspension (1).

Les eaux fluviales des bassins cristallins ont, par ailleurs, une composition chimique assez identique (2).

Les concentrations moyennes annuelles en calcium sont comprises entre 3,4 et 3,9 mg/l, celles en magnésium varient de 1,5 à 1,8 mg/l (tableau LXVI). Les maximums et les minimums mensuels de l'année 1965 sont très comparables dans les trois stations ; les teneurs extrêmes en calcium atteignent respectivement 5,3 et 2,3 mg/l à Eloyes, 5,2 et 3,4 mg/l à Jarménil, 4,9 et 2,3 mg/l à Epinal, celles en magnésium 2,9 et 1 mg/l à Eloyes, 2,7 et 1,2 mg/l à Jarménil, 2,6 et 1 mg/l à Epinal (tableau LXVII). Le rapport $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ est généralement inférieur à l'unité, à l'inverse de celui des roches cristallines caractérisées par une prédominance du magnésium.

Les teneurs moyennes annuelles en sodium ne subissent que des variations peu significatives, de 3,5 à 4 mg/l ; il en est de même pour celles en potassium, qui varient de 0,8 à 1,4 mg/l. De même, les maximums et les minimums mensuels s'écartent peu de ces valeurs moyennes aux trois stations.

Un équilibre semble exister entre le calcium et les alcalins ;

---

(1) La dégradation spécifique relative aux transports en solution a été estimée à 35-45 t/km2/an dans le bassin de la Diège (G. Bediot et J.C. Wieber, 1967).

(2) La superficie relativement importante des bassins de la Moselle supérieure et de la Vologne et donc leur homogénéité lithologique seulement relative ne permettent pas de déceler des nuances dans la composition chimique des eaux, ainsi qu'ont pu le faire d'autres auteurs à partir de bassins élémentaires strictement homogènes.

TABLEAU LXVIII

TRANSPORTS EN SOLUTION ET EN SUSPENSION DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE.

TONNAGES TOTAUX ANNUELS ET DEGRADATIONS SPECIFIQUES ANNUELLES (1)

(1964 et 1965)

STATIONS	Année 1964		Année 1965			
	Transports en suspension		Transports en solution		Transports en suspension	
	T	D	T	D	T	D
Bassins cristallins et gréseux						
Eloyes - Moselle			46 105 (93,5)	74,2	3 216 (6,5)	5,1
Epinal - Moselle	3 351	2,7	72 532 (94,7)	59,6	4 049 (5,3)	3,3
Jarménil-Vologne			19 552 (86,9)	53,4	2 995 (13,1)	8,1
Autrey-Mortagne			11 983 (72,2)	24,9	4 604 (27,8)	9,5
Bassins calcaires marnocalcaires et argileux						
Toul - Moselle	14 577	4,4	572 252 (92,9)	170,8	43 645 (7,1)	13,0
Pulligny-Madon			245 381 (95,5)	261,0	11 573 (4,5)	12,3
Grand-Saussis-Meurthe	12 395	4,2			52 538	17,8
Keskastel-Sarre			194 387	110,4		
Sarreinsming-Sarre					44 591	25,3
Niedwelling-Nied			378 179	326,00		

(1) Tonnage total annuel : T(t/an) - Dégradation annuelle : Dg (t/km2/an)
Pourcentage par rapport aux transports totaux indiqué entre parenthèses, à l'exclusion des transports de fon

le rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$, voisin de 1 dans les eaux fluviales, est nettement plus faible que dans les granites. Le rapport $\frac{Na^+}{K^+}$ élevé traduit la nette prépondérance du sodium, tandis que dans les roches le potassium est le plus souvent l'élément dominant (1).

La concentration moyenne annuelle en chlore est également faible, voisine de 7 mg/l, et les extrêmes mensuels sont assez proches de cette valeur. Le rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ est de l'ordre de 1 en toutes les stations.

La teneur des eaux fluviales en silice est elle-même basse, de 3 mg/l en moyenne, donc à peine supérieure à celle des eaux des bassins calcaires et marno-calcaires. Ces valeurs sont semblables à celles obtenues par G. Rougerie (1965) dans le bassin de la Savoureuse et par G. Bediot et J.C. Wieber (1967) dans certains bassins cristallins du Massif Central. Mais les variations mensuelles extrêmes (de 1 à 5 mg/l) ne peuvent être mises en relation, à notre sens, avec les variations saisonnières de l'écoulement.

Cette faiblesse de la teneur en silice des eaux, mise en évidence par G. Rougerie (1961) dans les bassins océaniques à dominantes cristalline, nous a incité à rechercher si cet élément n'existe pas également à l'état de solution colloïdale (R. Strauss, R. Frécaut et B. Braun, 1965). La méthode colorimétrique permet d'apprécier la silice en solution vraie ; par ailleurs, on détermine la silice totale par analyse gravimétrique (2) et l'on déduit par différence la valeur de la silice colloïdale. Les deux méthodes appliquées simultanément à des échantillons d'eau identiques ont donné des résultats très concordants.

---

(1) G. Bediot et J.C. Wieber (1967) trouvent des valeurs assez similaires pour les rapports $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$ et $\frac{Na^+}{K^+}$.

(2) La silice insolubilisée en présence d'acide chlorhydrique est, après calcination à 1100°c, volatilisée par action de l'acide fluorhydrique ; la perte de poids au cours de ce dernier traitement correspond à la silice totale disparue.

La similitude des valeurs, aux erreurs expérimentales près, semble prouver que la silice se trouve uniquement à l'état dissous dans les eaux fluviales des bassins cristallins comme d'ailleurs dans celles des régions calcaires et marno-calcaires. Notre point de vue, conforme à celui de H. Schoeller (1962) et de G. Millot (1964), a été confirmé récemment par les travaux de O.P. Bricker (1968).

Les eaux de sources et de lacs, qui possèdent des caractéristiques communes, présentent dans les Vosges cristallines certaines différences par rapport aux eaux fluviales (tableau LXVII).

La teneur en substances dissoutes est nettement plus faible, à l'exception toutefois de celle de la source de la Moselle, alimentée par des nappes situées dans des matériaux non exclusivement cristallins (1).

Les valeurs des différents rapports ioniques se trouvent modifiées Les concentrations en calcium étant plus basses que dans les eaux de la Moselle supérieure et de la Vologne, alors que celles en magnésium sont du même ordre de grandeur, $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ devient supérieur à l'unité.

D'autre part, $\frac{Na^{+} + K^{+}}{Ca^{2+}}$ est plus petit, la teneur en sodium est toujours nettement plus faible, le potassium n'est présent qu'à l'état de traces. Enfin, le rapport $\frac{Na^{+} + K^{+}}{Cl^{-}}$, voisin de l'unité dans les eaux fluviales, devient inférieur à 1 dans les eaux de sources et de lacs.

La faiblesse de la salinité et de la teneur en chlore dans les eaux naturelles du massif cristallin, que l'on retrouve d'ailleurs dans les bassins gréseux, fait parfaitement ressortir la gravité des phénomènes de

(1) G. Rougerie (1965) note, au contraire, dans le bassin de la Savoureuse que les eaux de source sont parfois plus minéralisées que les eaux de drainage à l'aval.

pollution qui affectent certains secteurs fluviaux sur le Plateau Lorrain (fig. 114 et 116).

B.- Les eaux naturelles des bassins gréseux. Leur faible salinité

Le bassin supérieur de la Mortagne a été choisi comme exemple de région gréseuse homogène (Carte II hors-texte). Des prélèvements d'eau ont été effectués épisodiquement à la source du cours d'eau et régulièrement à Autrey, à l'amont de la station de jaugeage de Moyen.

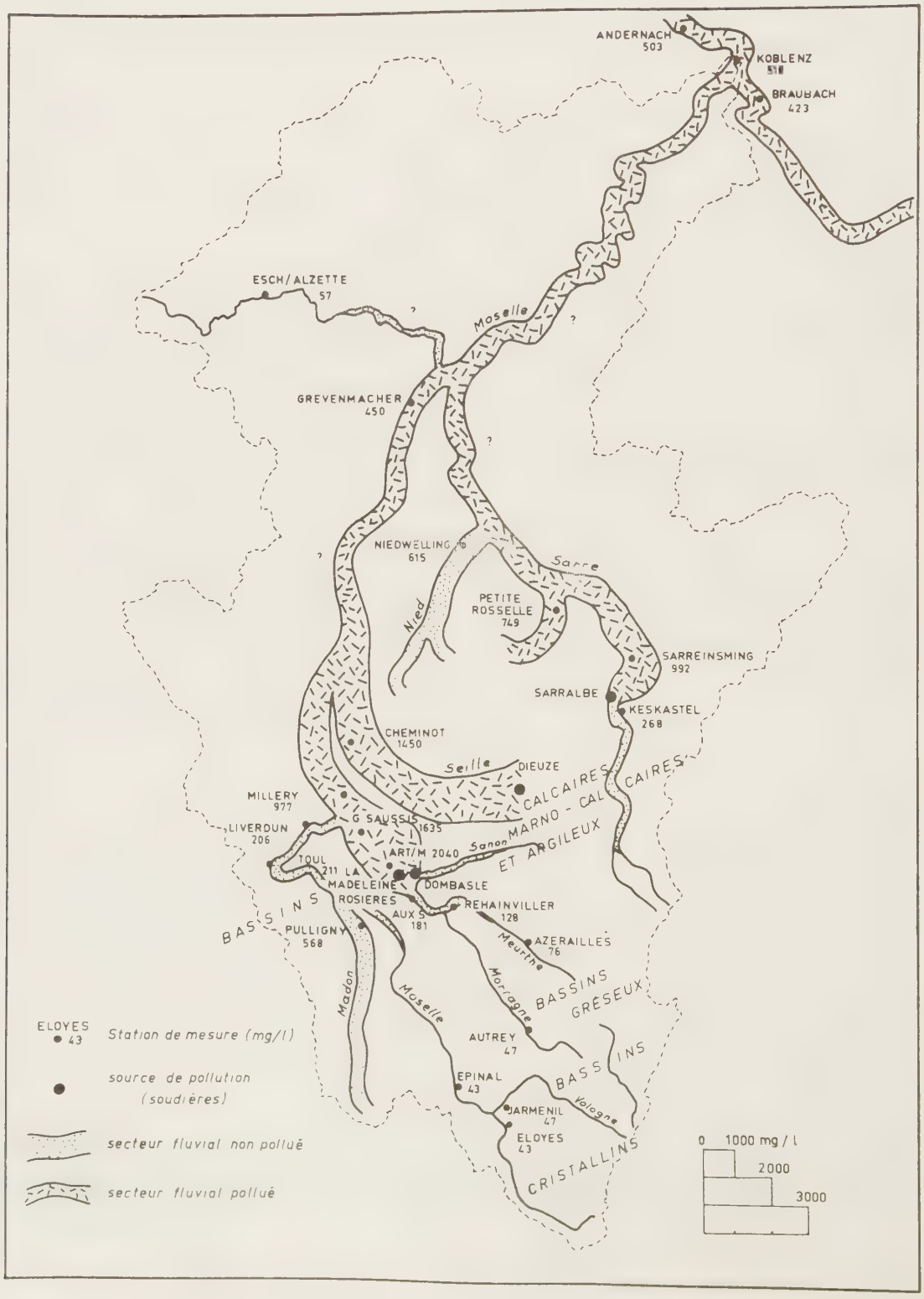
Une similitude de composition chimique existe entre les roches gréseuses et cristallines. La silice est l'élément dominant, sa teneur varie de 67,9 à 92,7 %. Les alcalins sont présents là encore en plus forte proportion que le calcium, mais la teneur en sodium est le plus souvent très faible (Première Partie - Chapitre II).

La salinité et la composition chimique des eaux continentales du bassin étudié offrent les mêmes caractéristiques générales que celles des formations granitiques.

La salinité moyenne des eaux de la Mortagne à Autrey est faible (47 mg/l) et les valeurs mensuelles extrêmes n'ont varié au cours de l'année 1965 que de 35 à 70 mg/l (tableau LXIX) (1). On relève une teneur en substances dissoutes du même ordre de grandeur, quoique légèrement plus forte (76 mg/l), pour les eaux de la Meurthe à Azerailles, à l'issue d'un bassin cristallin et gréseux.

(1) Selon M. Nisbet (1958), la salinité des eaux du Rabodeau, dont le bassin est à la fois cristallin et gréseux, serait légèrement supérieure à 40 mg/l.

FIG.114 SALINITE MOYENNE ANNUELLE DES EAUX NATURELLES ET POLLUEES DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1965).



On peut rapprocher de ces basses concentrations en milieu gréseux la salinité de la Sûre à Esch, à l'amont du barrage-réservoir, mesurée depuis 1957 (1). La minéralisation moyenne des eaux fluviales, fort bien analysée par J. Barthel (1957), est voisine de 60 mg/l (2).

Les modestes transports en solution de la Mortagne n'en sont pas moins les plus importants. Nous les avons estimés à 72,2 % des transports totaux effectués par le cours d'eau (tableau LXVIII). Les tonnages de substances dissoutes véhiculés annuellement sont près de trois fois supérieurs aux tonnages des matériaux entrainés en suspension. La dégradation spécifique, correspondant à l'altération chimique dans le bassin, s'élève à près de 25 t/km2/an.

Quelques différences relatives à la proportion des ions s'observent toutefois entre les eaux des bassins gréseux et cristallins (tableau LXIX).

T A B L E A U L X I X

TENEURS EN SUBSTANCES DISSOUTES DES EAUX NATURELLES DE BASSINS GRESEUX

VALEURS MENSUELLES DE L'ANNEE 1965

		Salinité	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SiO_2	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$
Source Mortagne	Jt	35	1,6	1,6	2,6	1,3	11,0	3	0,83	1,75	0,86	0,35
	O	31	1,6	1,4	2,7	2,4	7,1	5	1,41	2,0	0,80	0,54
Autrey	Jr	48	3,0	2,5	3,4	3,0	7,0	3	1,46	2,0	1,15	0,98
	F	69	5,7	1,9	4,9	2,4	8,0	4	0,79	5,0	1,24	1,33
	M	40	1,5	1,5	3,3	1,5	6,5	3	0,75	1,62	0,64	0,57
	A	43	1,9	1,6	4,4	2,9	7,0	3	1,08	2,12	0,57	0,63
	M	44	1,1	1,2	3,7	2,9	7,1	3	1,29	1,66	0,43	0,40
	J	35	1,1	1,6	3,5	1,7	6,7	3	0,89	1,25	0,51	0,48
	Jt	36	1,1	1,6	3,3	2,4	5,0	3	1,19	1,25	0,54	0,64
	A	37	2,1	1,6	3,2	1,8	3,6	3	0,91	2,25	0,81	1,31
	S	41	0,9	1,6	2,8	2,4	6,4	4	1,41	1,0	0,57	0,44
	O	39	2,1	1,9	3,5	3,1	7,1	1	1,45	1,8	0,80	0,70
	N	62	2,8	2,3	4,1	2,9	6,4	4	1,16	2,0	0,88	1.0
	D	70	4,6	2,8	4,9	2,4	8,0	2	0,79	2,8	1,1	1,2

(1) Le bassin supérieur de la Sûre, en amont d'Esch, est situé entièrement dans l'Oesling à dominante schisteuse (carte II hors-texte). La teneur en silice dans les schistes dévoniens dépasse en général 60 %.

(2) Des indications récentes, aimablement transmises par le laboratoire de la Station du Traitement des Eaux d'Esch-sur-Sûre, confirment, cette valeur. La salinité moyenne des eaux de la Sûre a été de 57 mg/l au cours de la période 1968-1970.

La teneur moyenne en magnésium (2,4 mg/l) dans les eaux prélevées à Autrey, légèrement supérieure à celle des eaux en milieu cristallin, entraîne une élévation du rapport $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$ qui devient voisin de l'unité. La concentration moyenne annuelle en sodium (2,3 mg/l) est plus basse que dans les eaux de la Moselle supérieure et de la Vologne ; par contre, celle en potassium (1,8 mg/l) est légèrement plus élevée et, de ce fait, $\frac{Na^+}{K^+}$ est plus petit (1). La proportion des alcalins étant plus faible, le rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$ est inférieur à celui des eaux fluviales de bassins cristallins.

Les concentrations moyennes en chlore et en silice, soit respectivement 6,6 mg/l et 3 mg/l, sont, par contre, très proches de celles des eaux mosellanes. La faible amplitude des variations de la teneur en silice peut difficilement être mise en relation avec les fluctuations saisonnières de l'écoulement.

Les eaux de la source de la Mortagne ont pratiquement la même composition chimique que celles des sources de la Moselle ou de la Vologne ; elles contiennent, toutefois, 1,5 mg/l environ de potassium, alors que cet élément n'a pu être dosé dans les eaux des sources précédentes.

Ainsi, et malgré de légères différences de composition chimique, les eaux continentales des bassins cristallins et gréseux, voire schisteux, possèdent en commun des caractéristiques propres qui permettent de les opposer aux eaux des bassins à dominante calcaire du Plateau Lorrain.

C.- Les eaux naturelles des bassins calcaires, marno-calcaires et argileux. Leur salinité élevée.

Deux stations de prélèvement ont été choisies dans le bassin

(1) Les eaux de la Sûre supérieure présentent, à salinité presque équivalente, une composition chimique quelque peu différente : 5 mg/l de sodium, 1,5 mg/l de potassium, 12 mg/l de calcium, 16 mg/l de chlore et 4,5 mg/l de silice (période 1968-1970). Ces valeurs ne diffèrent pas sensiblement de celles dosées dans les eaux de l'Ourthe occidentale (J.J. Symoens, 1957)

moyen de la Moselle, à l'amont des secteurs soumis à la pollution chimique : Pulligny sur le Madon et Toul sur la Moselle. D'autres stations exploitées par l'Institut de Recherches Hydroliques de Nancy nous ont fourni des données complémentaires sur la salinité des eaux naturelles : Liverdun sur la Moselle, Rehainviller et Rosières-aux-Salines sur la Meurthe, Keskastel sur la Sarre et Niedwelling sur la Nied (Carte II hors-texte).

Les bassins situés à l'amont de ces stations comportent en totalité ou en partie des formations calcaires, marno-calcaires et argileuses. Les bassins du Madon et de la Nied sont situés exclusivement sur le Plateau Lorrain, ils présentent néanmoins une assez grande variété lithologique : calcaires et dolomies du Muschekalk, argiles et marnes du Keuper, calcaires et marno-calcaires à dominante marneuse du Lias.

Les bassins de la Meurthe et de la Sarre englobent, en plus des secteurs cristallins ou gréseux de la montagne vosgienne, des secteurs calcaires, marneux et argileux du Keuper et du Lias. Le bassin de la Moselle, en amont de Toul et de Liverdun, offre une diversité lithologique encore plus grande : le secteur cristallin des Vosges constitue près du tiers de sa superficie ; sur le Plateau Lorrain, aux séries sédimentaires précédentes s'ajoutent les calcaires du Bajocien et du Bathonien. C'est à la base de ces formations qu'ont été prélevées les eaux des sources de Bauxières-aux-Dames, au Nord de Nancy, et de Liocourt, au Sud de la butte de Delme.

Les données quantitatives concernant la composition chimique de ces roches font défaut, à l'exception des teneurs en calcium qui s'élèvent de 10 à 36 % dans les argiles et les marnes du Keuper (1), à 70 % dans le faciès marno-calcaire de l'Hettangien, pour atteindre 80 % dans le calcaire à entroques du Muschelkalk supérieur et 85 % dans le calcaire oolithique du Bajocien inférieur et moyen (Première Partie - Chapitre II).

---

(1) Il convient de rappeler que la silice, dont le taux varie de 40 à 57 %, est l'élément chimique dominant dans les roches marneuses et argileuses du Keuper.

Dans les bassins du Plateau Lorrain, les eaux fluviales et de sources présentent des différences fondamentales avec les eaux des régions cristallines et gréseuses, tant en ce qui concerne leur salinité que leur composition chimique.

La salinité moyenne annuelle des eaux fluviales est assez élevée ; elle est également supérieure à la turbidité.

Dans les bassins les plus vastes, s'étendant du massif vosgien au Plateau Lorrain, la minéralisation des eaux, toujours supérieure à 100 mg/l, a atteint en 1965 211 mg/l à Toul et 206 mg/l à Liverdun sur la Moselle, 128 mg/l à Rehainviller et 181 mg/l à Rosières-aux-Salines sur la Meurthe, 268 mg/l à Keskastel sur la Sarre (fig. 114). La salinité des eaux de sources du Bajocien, tant à Bouxières-aux-Dames qu'à Liocourt, est du même ordre de grandeur (tableau LXX).

Dans les bassins du Plateau Lorrain, ne comportant que des roches calcaires, marno-calcaires et argileuses, la teneur totale en substances dissoutes dans les eaux est encore plus forte : 568 mg/l à Pulligny sur le Madon, 615 mg/l à Niedwelling sur la Nied, environ 700 mg/l sur la Seille en amont de Dieuze, du fait d'une exceptionnelle teneur naturelle en chlore sur laquelle on reviendra.

Les transports en solution de la Moselle et de la Meurthe moyennes, du Madon, de la Sarre et de la Nied sont ainsi beaucoup plus abondants que les transports en suspension, alors que les transports de fond sont pratiquement nuls (Troisième Partie - Chapitre III). Selon nos estimations, les transports en solution représentent plus de 90 % des transports totaux effectués par ces cours d'eau (tableau LXVIII). Les tonnages de substances dissoutes évacuées chaque année sont considérables en comparaison des tonnages de troubles.

TABLEAU LXX TENEURS EN SUBSTANCES DISSOUTES DES EAUX NATURELLES DE BASSINS CALCAIRES, MARNO-CALCAIRES ET ARGILEUX.

VALEURS MENSUELLES DE L'ANNEE 1965.

Stations		Salinité	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SiO_2	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$
Pulligny	Jr	525	9,2	4,7	93	8,4	26,0	3	0,14	4,0	0,13	0,51
	F	580	16,7	5,1	100	14,0	24,0	3	0,22	5,6	0,17	1,27
	M	413	19,5	3,3	62	28,5	21,0	3	0,73	10,0	0,30	1,50
	A	368	14,9	2,9	36	20,0	29,0	tr.	0,90	8,7	0,40	0,89
	M	600	10,3	4,1	46	24,4	22,0	2	0,87	4,0	0,24	0,81
	J	455	10,3	3,3	48	26,7	25,0	4	0,91	5,3	0,22	0,76
	Jt	693	18,4	3,9	76	51,4	33,0	1	1,10	8,0	0,24	1,00
	A	818	23,0	5,3	76	18,7	41,1	1	0,40	7,4	0,30	1,00
	S	663	18,4	5,3	60	41,0	49,5	4	1,10	5,9	0,31	0,69
	O	579	16,1	4,7	95	39,0	32,0	1	0,68	5,8	0,16	0,91
	N	797	23,0	7,0	133	83,0	40,6	1	1,00	5,5	0,17	1,00
	D	333	6,6	2,8	52	26,7	16,0	4	0,84	4,1	0,12	0,82
Toul	Jr	171	7,3	1,9	33	6,0	15,0	3	0,29	5,5	0,17	0,66
	F	200	9,0	3,5	40	10,4	14,0	2	0,42	4,33	0,24	0,21
	M	161	23,0	1,9	35	7,5	10,5	2	0,35	20,0	0,46	0,70
	A	171	19,5	1,9	30	7,3	23,0	1	0,40	17,0	0,60	1,38
	M	200	5,2	1,7	28	9,8	19,0	2	0,57	5,0	0,50	1,0
	J	177	8,3	3,1	34	12,0	13,1	1	0,57	4,5	0,25	1,19
	Jt	245	11,5	2,3	41	12,0	36,2	3	0,49	8,3	0,23	0,55
	A	319	5,7	3,1	42	15,7	16,3	1	0,61	3,1	0,16	0,73
	S	145	6,9	1,6	25	5,7	15,9	3	0,37	7,5	0,27	0,76
	O	268	13,8	3,1	34	14,5	35,5	1	0,70	7,5	0,40	0,68
	N	342	11,6	3,9	38	21,9	21,0	2	0,94	5,0	0,27	0,86
	D	131	5,1	1,4	21	9,7	19,5	4	0,75	6,3	0,25	0,46
Source Bouxières	J	231	5,2	1,5	100	21,0	26,6	3	0,36	5,65	0,05	0,3
	O	463	4,3	1,1	82	38,9	7,2	4	0,78	6,64	0,05	1,07
Source Liocourt	Jt	236	2,8	0,8	59	4,8	10,6	3	0,13	6,0	0,05	0,47
	O	245	2,2	tr.	45	14,5	9,2	2	0,53	-	0,04	0,38

La dégradation spécifique dûe à l'érosion chimique est certes, variable selon le degré d'homogénéité lithologique des bassins et l'abondance de l'écoulement, mais elle est toujours plus élevée qu'en milieu cristallin et gréseux : 110,4 t/km2/an pour la Sarre à Keskastel (1550 km2), 170,8 t/km2/an pour la Moselle à Toul (3350 km2), 261 t/km2/an pour le Madon à Pulligny (940 km2) et 326 t/km2/an pour la Nied à Niedwelling (1250 km2).

Ces valeurs de salinité et de dégradation spécifique concordent avec celles qui caractérisent les cours d'eau océaniques dans les régions de plaines, de plateaux et de moyennes montagnes.

Les transports en solution prédominent dans tous les bassins océaniques, comme dans celui de la Moselle, par suite d'une érosion chimique efficace surtout en terrain calcaire ou marno-calcaire. Ils représentent jusqu'à 73 % des transports totaux pour la Seine à Paris, 88 % pour l'Elbe à l'amont de Hambourg, 90 % pour la Weser à Brême (R. Frécaut, 1964 b).

Salinités et dégradations spécifiques atteignent des valeurs également fortes selon la nomenclature de M. Pardé (1964a): 237 mg/l et 58 t/km2/an pour l'Elbe à l'amont de Hambourg (131 950 km2), 270 mg/l et 67 t/km2/an pour la Weser à Brême (37 907 km2) (H. Bremer, 1960), 280 mg/l et 55 t/km2/an pour la Seine à Paris (44 300 km2) (M. Chartier, 1963). La salinité moyenne des eaux de la Loire serait, selon Y. Babonaux (1970), légèrement inférieure avec 110-150 mg/l à Orléans, 146,5 mg/l à Blois, 151,7 mg/l à Tours et 156,1 mg/l à Gien.

La minéralisation des eaux, bien plus élevée dans certains bassins moins vastes à dominante calcaire, n'est pas sans rappeler la très forte salinité des eaux du Madon ou de la Nied : 575 mg/l pour l'Escaut à

à Gand d'après L.J. Tison (1951), 620 mg/l pour le Neckar inférieur à Gundelsheim (12 360 km2), soit une dégradation spécifique voisine de 225 t/km2/an (H. Bremer, 1960).

La salinité de la Moselle moyenne et des grands cours d'eau océaniques est ainsi équivalente sinon supérieure à celle des cours d'eau en milieu continental tempéré et froid. Si la minéralisation des eaux de la Saguenay, au bassin cristallin, ne dépasse pas 30 mg/l, la teneur en substances dissoutes véhiculées par la Dvina inférieure atteint 187 mg/l, à l'issue d'un bassin riche en formations calcaires ou marno-calcaires. Mais l'on ne dispose en fait que de peu d'éléments de comparaison et l'on peut simplement penser que l'efficacité de l'érosion chimique en milieu continental est moins grande qu'en milieu océanique, faute spécialement de précipitations abondantes.

Les transports en solution en haute montagne tempérée ne revêtent pas, semble-t-il, autant d'importance. Le cas de l'Inn moyen, cité par H. Bremer (1960), soit une salinité de 166 mg/l et une dégradation spécifique de 150 t/km2/an, est particulier en ce sens que le bassin du cours d'eau est calcaire pour l'essentiel. A la différence de ce que l'on observe dans les régions océaniques de plaines et de moyennes montagnes, ce sont les transports de fond et en suspension qui prédominent.

Comparées aux eaux des régions cristallines et gréseuses, les eaux fluviales des bassins partiellement ou exclusivement calcaires et marno-calcaires revèlent également une concentration différente des éléments chimiques (1).

---

(1) La composition chimique des eaux de la Moselle à Toul est assez semblable à celle des eaux de la Loire à Mauves étudiée par L. Berthois (1964).

Le calcium et le magnésium sont les éléments prépondérants. La teneur moyenne en calcium est beaucoup plus élevée que dans le massif vosgien : 33,4 mg/l à Toul et 74 mg/l à Pulligny (tableau LXVI). Les valeurs extrêmes mensuelles de l'année 1965 atteignent respectivement 42 mg/l et 21 mg/l à Toul, 133 mg/l et 36 mg/l à Pulligny (tableau LXX). De même, la concentration moyenne en magnésium aux deux stations s'élève à 12,4 mg/l et à 31,3 mg/l.

On note également une nette augmentation du taux des alcalins et du chlore, particulièrement sensible à Pulligny. La teneur moyenne en sodium et en potassium atteint respectivement 10,6 mg/l et 2,5 mg/l à Toul, 15,5 mg/l et 4,4 mg/l à Pulligny.

Le taux moyen annuel de chlore est également beaucoup plus fort qu'en terrains cristallins et gréseux: 19,9 mg/l à Toul et 30,1 mg/l à Pulligny. Il peut être même considérable dans de petits bassins comportant d'importantes formations salifères, tels les bassins du Sanon et de la Seille supérieure. La teneur en chlore dans les eaux naturelles de la Seille, en amont de Dieuze, a été ainsi évaluée par Y. L'hôte (1967) à près de 600 mg/l (fig. 114). On ne relève, par contre, aucune modification sensible de la teneur en silice, toujours présente en faible quantité.

La prépondérance du calcium dans les eaux fluviales a pour conséquence en rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}}$ plus petit qu'en milieu cristallin et gréseux, qui passe de 1 à 0,2-0,3. Par contre, il est intéressant de noter que certains éléments se trouvent pratiquement en même proportion que dans le bassin supérieur vosgien. C'est ainsi que les rapports $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$, $\frac{Na^+}{K^+}$ et $\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ sont très voisins dans les eaux des bassins cristallins et calcaires ou marno-calcaires.

Les eaux de sources du Bajocien, à Bouxières-aux-Dames et à Liocourt, ont une teneur en calcium et en magnésium très comparable à celle des eaux de la Moselle moyenne. Les concentrations en sodium, en potassium

et en chlore sont, par contre, plus faibles ; le rapport $\frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ est plus petit, tandis que $\frac{Na^+}{K^+}$ a une valeur sensible égale.

L'étude des variations dans l'espace de la salinité totale et également de la composition chimique des eaux fluviales, en fonction de la différenciation lithologique des bassins, doit être complétée par une analyse des variations de leur salinité dans le temps

II. - Les variations saisonnières de la salinité des eaux fluviales naturelles

Les valeurs mensuelles des concentrations en différentes substances dissoutes, spécialement en silice, n'ont pas révélé au cours de l'année 1965 des variations suffisemment significatives pour que l'on puisse les mettre en relation avec les fluctuations effectives de l'écoulement. La superficie assez vaste des bassins considérés et donc leur homogénéité lithologique relative l'expliquent pour une part. L'année 1965 n'a pas présenté, par ailleurs, de caractères hydrologiques vraiment accusés : hautes eaux modérées de saison froide avec des crues médiocres en mars, en avril et en mai, basses eaux "normales" en saison chaude.

Il nous a semblé néanmoins intéressant d'envisager, les variations saisonnières de la salinité des eaux naturelles de 1964 à 1965 dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, en opposant l'été de 1964, caractérisé par des étiages remarquables, à la saison chaude 1965 et à la saison froide 1964-1965. Deux observations majeures se dégagent : les teneurs en solution sont plus faibles en saison froide et les salinités maximales sont observées en période d'étiages. (1).

---

(1) Comme L. Berthois (1958) l'a montré pour la Loire, les tonnages totaux véhiculés en solution en saison froide, particulièrement lors des crues, sont néanmoins supérieurs à ceux de saison chaude et des périodes d'étiages, du fait de débits plus abondants et ceci en dépit de salinités plus faibles.

A.- Une plus faible salinité en saison froide

La salinité moyenne de la saison froide 1964-1965 a été inférieure à celle des saisons chaudes de 1965 et surtout de 1964, aussi bien dans les bassins cristallins et gréseux que dans les régions calcaires, marno-calcaires et argileuses.

C'est au cours de cet hiver, en février, en mars, en avril 1965 ou en novembre 1964 qu'ont été enregistrées les valeurs mensuelles minimales de minéralisation des eaux dans la plupart des stations (tableau LXXI), tout spécialement à Epinal et à Toul sur la Moselle, à Pulligny sur le Madon (fig. 115). Ces valeurs minimales n'ont cependant jamais été très basses et la variabilité des transports en solution est au total modérée.

La plus faible salinité des eaux fluviales en saison froide s'explique aisément. En cette saison de hautes eaux relatives, la part des eaux souterraines, riches en substances dissoutes, est modeste dans l'écoulement, par suite d'apports fréquents et abondants des eaux de ruissellement superficiel peu chargées en éléments chimiques (Deuxième Partie - Chapitre II).

B.- Une plus forte salinité en saison chaude spécialement en période d'étiages

La salinité moyenne des saisons chaudes de 1965 et surtout de 1964 a donc été plus élevée à toutes les stations étudiées que celle de l'hiver 1964-1965. C'est également en été, en juillet, en août, en septembre et parfois en octobre, qu'ont été mesurées, aussi bien en 1964 qu'en 1965, les plus fortes valeurs mensuelles de la teneur en substances dissoutes.

La salinité moyenne plus élevée en saison chaude tient à une moins forte dilution des substances chimiques dans les eaux fluviales, dûe à un écoulement saisonnier moins abondant, et au rôle plus important des eaux souterraines, qui devient exclusif en régime d'étiages non influencé par les précipitations (Deuxième Partie - Chapitre IV).

TABLEAU LXXI

VALEURS MENSUELLES ET SAISONNIERES DE LA SALINITE DES EAUX NATURELLES DANS LES BASSINS SUPERIEUR ET MOYEN DE LA MOSELLE (1963/1964 et 1964/1965)

Salinité (mg/l)	Bassins cristallins et gréseux		Bassins calcaires, marno-calcaires et argileux					
	Epinal Moselle	Azerailles Meurthe	Toul Moselle	Liverdun Moselle	Pulligny Madon	Rosières Meurthe	Keskastel Sarre	Niedwelling Nied
N 1964	53	80	208	257	640	272	329	798
J 1964	57	69	286	255	760	283	338	852
Jt 1964	69	91	368	327	973	305	343	868
A 1964	72	99	482	566	1200	360	360	935
S 1964	63	120	401	358	840	288	360	873
O 1964	54	91	189	423	660	300	360	930
S. Ch. 1964	61	92	322	364	835	301	348	879
N 1964	39	63	150	144	566	151	404	944
D 1964	38	69	162	277	542	195	423	711
Jr 1965	45	88	171	194	525	209	254	442
F 1965	53	49	200	189	580	150	250	573
M 1965	36	61	161	156	413	139	240	400
A 1965	40	57	171	192	368	138	246	637
S.Fr. 1964/65	42	64	169	192	499	164	269	618
M 1965	39	46	200	116	600	114	177	514
J 1965	42	58	177	185	455	151	225	476
Jt 1965	45	61	245	182	693	162	261	781
A 1965	51	68	319	266	818	211	341	869
S 1965	42	92	145	339	663	235	361	900
O 1965	43	149	268	240	579	265	336	741
S. Ch. 1965	44	79	226	221	634	189	283	713

FIG.115 VARIATIONS SAISONNIERES DE DEBITS ET DE LA SALINITE NATURELLE DES EAUX EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN DE LA MOSELLE.(1964-65)

C'est donc en période d'étiages que l'on relève les valeurs de salinité les plus fortes et la saison chaude de 1964 offre un bon exemple à cet égard (tableau LXXI et fig. 115). Dans les régions cristallines et gréseuses, les valeurs maximales ont été certes modestes mais cependant remarquables en août : 72 mg/l à Epinal sur la Moselle et 120 mg/l à Azerailles sur la Meurthe.

La minéralisation des eaux de la Moselle a atteint, par contre, 482 mg/l à Toul et 566 mg/l à Liverdun en août 1964, lors du minimum de l'étiage. De son côté, la Meurthe a véhiculé en moyenne, pendant le même mois, 360 mg/l de substances dissoutes à Rosières-aux-Salines.

Les valeurs mensuelles de salinité les plus fortes ont approché ou même dépassé 1 g/l dans les bassins exclusivement calcaires ou marno-calcaires. La minéralisation des eaux du Madon à Pulligny s'est élevée à la valeur assez exceptionnelle de 1200 mg/l en août 1964 et la Nied à Niedwelling a enregistré sa valeur maximale, soit 944 mg/l, en novembre, à la fin de la période d'étiages.

En dépit de valeurs maximales parfois très fortes, la salinité des eaux fluviales n'est soumise en définitive dans notre bassin qu'à des variations modérées dans le temps, moins marquées que celles des débits liquides. Le rapport des valeurs mensuelles de la salinité n'a été, en effet, au cours de la période de nos observations, que de 2 milieu cristallin et gréseux, à Epinal et à Azerailles, et de 3 à 4 en milieu calcaire et marno-calcaire, à Toul et à Pulligny, alors que le coefficient de variabilité de l'écoulement ou rapport des valeurs mensuelles extrêmes des débits contemporains s'est élevé à 20 ou plus en ces stations.

Les variations saisonnières des transports en solution connaissent ainsi une évolution inverse de celles des débits liquides et des transports en suspension : la salinité des eaux fluviales est minimale en période de hautes eaux de saison froide et de crues, elle est maximale en

période de basses eaux estivales et d'étiages. C'est d'ailleurs au cours des étiages estivaux que les effets de la pollution chimique se font sentir le plus gravement.

III.- Les effets de la pollution chimique dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle

La pollution chimique des eaux fluviales pose dans le cas de la Moselle, comme dans celui de nombreux cours d'eau des régions industrialisées en milieu tempéré, de délicats problèmes à la recherche en dynamique fluviale, du fait du rejet dans ces eaux d'éléments qui en modifient grandement les caractères naturels. Le géographe ne peut donc ignorer ce fait fondamental du monde moderne qui limite singulièrement son domaine d'investigation.

Après avoir décrit brièvement les principales sources de pollution chimique par le chlore dans le bassin mosellan, nous présenterons les secteurs fluviaux les plus durement touchés, tout en soulignant les perturbations que cette pollution entraîne dans le dosage des diverses substances dissoutes. Nous préciserons ensuite les effets de la pollution chimique de la Moselle sur les eaux du Rhin inférieur.

A.- Les principales sources de pollution par le chlore

La pollution chimique des eaux fluviales peut avoir des origines diverses : rejets d'eau domestiques usées ou d'eaux industrielles, entrainement par les eaux de ruissellement d'éléments provenant de traitements agricoles (pesticides, engrais)...(E. Märki, 1964).

La pollution chimique dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle tient essentiellement aux rejets d'eaux chlorurées par les industries

chimiques, salines et surtout soudières (1).

Sur le cours inférieur de la Meurthe, en amont de l'agglomération nancéienne, les soudières de Dombasle et de la Madeleine, contribuent pour près de 75 % à la pollution chimique du cours d'eau (F. Langenfeld, 1970). Les effluents des soudières de Dombasle, situées sur le Sanon, représentent, selon le rapport de la "Commission Internationale pour la protection de la Moselle contre la pollution", un volume journalier de 15 000 m3 titrant parfois jusqu'à 110g/l de chlore, 21g/l de sodium et 95g/l de calcium. Les rejets journaliers des soudières de la Madeleine sont constitués par 1200 à 2000 m3 d'eaux de refroidissement et 4000 à 6000 m3 d'eaux salines, dont la composition est pratiquement analogue à celle des affluents de Dombasle.

Les eaux de la Seille, qui possèdent à l'amont de Dieuze une teneur naturelle exceptionnellement élevée en chlore, sont polluées à l'aval de cette ville par les affluents salins des établissements Ugine-Kuhlmann, souvent chargés en sulfate et en carbonate de calcium. Ainsi, les eaux de la Moselle moyenne, modifiées chimiquement une première fois par les apports de la Meurthe à Frouard, sont à nouveau polluées par les apports de la Seille à Metz et, plus à l'aval, par ceux de la Sarre à Konz.

La Sarre reçoit, en effet, à l'aval de la confluence de l'Albe, les effluents des soudières de Sarralbe qui représentent en volume journalier de 4000 à 6000 m3 titrant jusqu'à 120g/l de chlore. La pollution chimique du cours d'eau se trouve encore aggravée, à l'aval de Sarrebrück, par les apports de la Rosselle qui véhicule les rejets de certaines industries chimiques, celles du complexe de Carling notamment.

---

(1) Les effluents des soudières contiennent surtout du chlorure de calcium ; la pollution se traduit donc par des valeurs excessives en chlore et également en calcium. De ce fait, la salinité des eaux polluées se trouve elle aussi exagérée par rapport à celle des eaux naturelles.

La pollution saline de la Meurthe, de la Seille, de la Sarre et donc de la Moselle moyenne et inférieure a certes de graves conséquences pour l'alimentation en eau des collectivités et des industries (1), mais également pour la recherche en dynamique fluviale, puisqu'elle ne permet pas une appréciation correcte des transports en solution d'origine naturelle.

B.- Quelques exemples de secteurs fluviaux pollués. Les effets de la pollution de la Moselle sur le Rhin inférieur

La pollution des eaux dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle se traduit par une teneur en chlore et par une salinité très fortes, sans rapport avec les conditions réelles de l'érosion chimique (G. Royer, 1965). Le dosage des éléments autres que le chlore s'avère, par ailleurs, souvent délicat. La pollution saline de la Moselle a, enfin, de sérieuses répercussions sur la minéralisation des eaux rhénanes.

La pollution chimique qui affecte la Meurthe, la Seille, la Sarre inférieures et la Moselle à l'aval de Frouard ressort parfaitement des teneurs en chlore et des salinités très élevées, que l'on considère les valeurs moyennes de l'année 1965 ou les valeurs mensuelles maximales enregistrées lors des graves étiages de saison chaude en 1964.

---

(1) Une part importante des ressources en eau nécessaires à l'alimentation des agglomérations nancéienne et messine, de diverses industries implantées dans la vallée de la Moselle moyenne, provient de pompages dans le cours d'eau lui-même ou dans les nappes alluviales. Un plan de lutte contre la pollution saline des eaux de la Moselle est élaboré actuellement par l'Agence Financière de bassin "Rhin-Meuse" ; il prévoit une modulation des rejets des soudières en fonction de l'écoulement liquide grâce à l'accroissement de leur capacité de stockage dans des bassins de retenue(F. Langenfeld, 1970). Mais, même dans l'hypothèse la plus optimiste d'une atténuation sensible de la pollution, la teneur des eaux en chlore et donc leur salinité resteront toujours élevées et sans signification morphologique véritable, puisque une valeur-limite de 200 à 250 mg/l de chlore a été retenue comme souhaitable.

La concentration moyenne annuelle en chlore a ainsi atteint en 1965 1010 mg/l à Art-sur-Meurthe, 968 mg/l au Grand Saussis, directement à l'aval de Malzéville sur la Meurthe, 403 mg/l à Millery sur la Moselle, 870 mg/l à l'aval de Dieuze et 669 mg/l à Cheminot sur la Seille, plus de 500 mg/l à Thionville et à Sierck sur la Moselle, 424 mg/l à Sarreinsming sur la Sarre, 483 mg/l à Petite-Rosselle et en définitive 140 mg/l à Coblence sur la Moselle, directement à l'amont de la confluence avec le Rhin (fig.116).

C'est lors des très basses eaux estivales de 1964 qu'ont été relevées les valeurs mensuelles maximales de la teneur des eaux en chlore pour la période 1964-1965. Les eaux de la Meurthe contenaient jusqu'à 9,6g/l de chlore en août à Art-sur-Meurthe et 5,6g/l en juillet au Grand Saussis. De ce fait, la concentration moyenne en chlore s'élevait encore à 2250 mg/l en août dans les eaux de la Moselle à Millery. De leur côté, les eaux de la Seille titraient le même mois 1680 mg/l à Cheminot et celles de la Sarre 3330 mg/l à Sarreinsming. La gravité de la pollution des eaux fluviales par le chlore est manifeste si l'on compare ces valeurs annuelles et mensuelles à celles enregistrées dans les eaux naturelles des régions calcaires et marno-calcaires (fig. 116, tableaux LXVI et LXX).

Par suite de cette très forte concentration en chlore et en calcium, la salinité des eaux dans les secteurs soumis à la pollution a été remarquablement élevée et de beaucoup supérieure à celle des eaux naturelles. La minéralisation moyenne en 1965 a été ainsi de 2040 mg/l à Art-sur-Meurthe, de 1635 mg/l au Grand Saussis, de 997 mg/l à Millery, de 1480 mg/l à Cheminot, de 992 mg/l à Sarreinsming, de 749 mg/l à Petite-Rosselle et de 518 mg/l à Coblence (fig. 114 et tableau LXXII).

Les valeurs mensuelles maximales de la salinité, mesurées lors des étiages exceptionnels de 1964, ont été également significatives : 16g/l à Art-sur-Meurthe en août, 7,2g/l au Grand Saussis en juillet, 4,5g/l à Millery et 4,2 g/l à Cheminot en août, 4,3 g/l à Sarreinsming le même mois et 3,6g/l à Petite-Rosselle en octobre.

FIG.116 TENEUR MOYENNE ANNUELLE EN CHLORE DES EAUX NATURELLES ET POLLUEES DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1965).

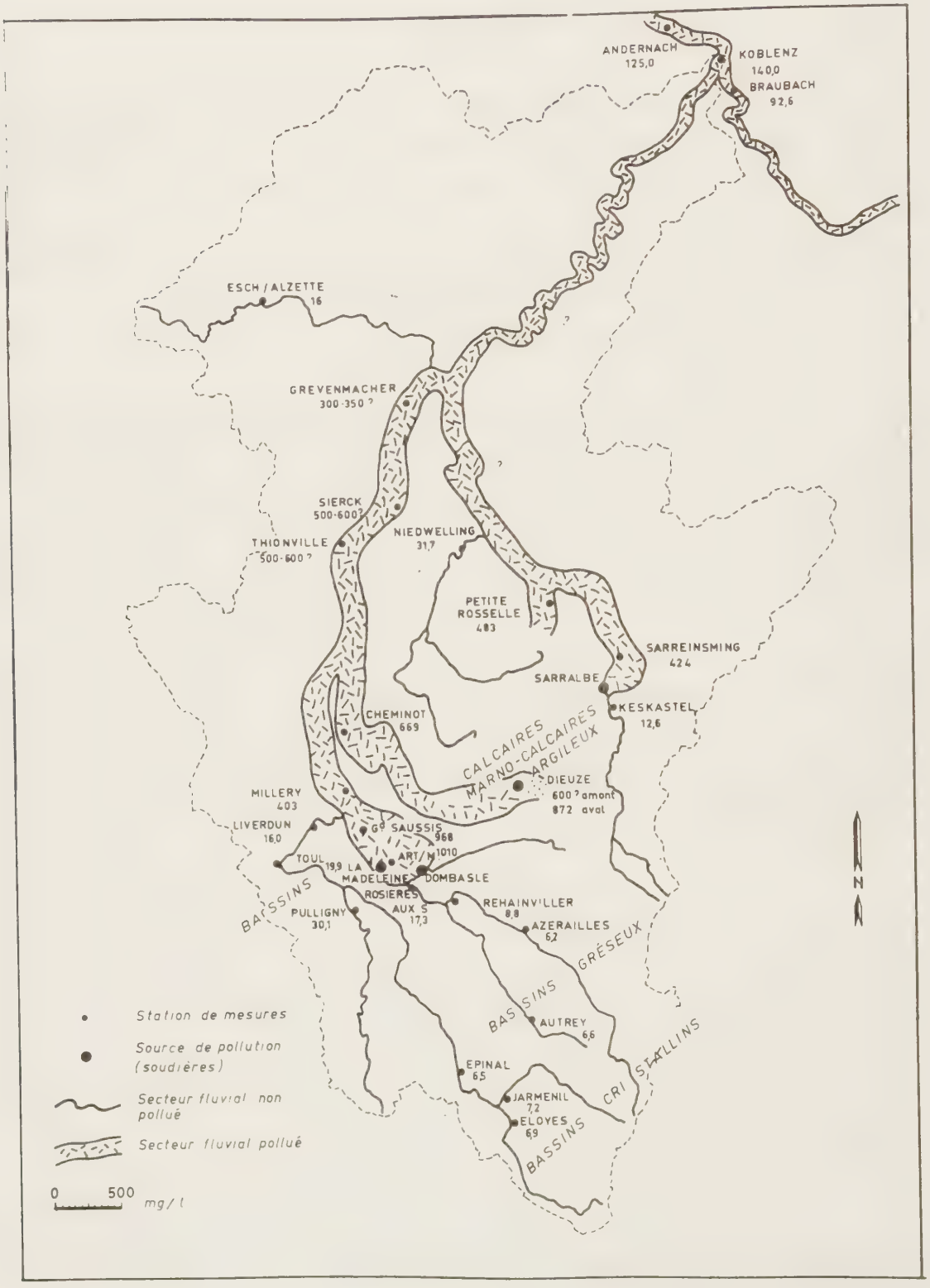


TABLEAU LXXII

VALEURS MENSUELLES ET ANNUELLES DE LA SALINITE DES EAUX POLLUEES

DANS LE BASSIN MOYEN DE LA MOSELLE (1964 et 1965)

Salinité (mg/l)	Art/Meurthe Meurthe	Grand Saussis Meurthe	Millery Moselle	Cheminot Seille	Sarreinsming Sarre	Petite Rosselle Rosselle
M 1964	6000	3350	2150	2650	-	-
J 1964	7000	4600	2950	3200	-	-
Jt 1964	9000	7200	3130	3600	-	2057
At 1964	16000	6000	4500	4230	4320	2400
S 1964	4500	5500	4230	3000	-	1800
O 1964	6000	4250	2540	3830	-	3600
N 1964	1440	1900	705	1950	3800	1900
D 1964	2400	2970	936	1760	1380	1800
Jr 1965	3000	707	934	1755	794	1265
F 1965	960	2570	514	1014	742	1760
M 1965	600	806	450	720	720	1440
A 1965	1358	401	655	1330	407	800
M 1965	1130	630	288	880	636	510
J 1965	1180	999	562	900	1452	160
Jt 1965	2180	2895	900	2055	938	620
At 1965	3600	1675	1920	2520	2100	650
S 1965	3650	1596	1915	2760	765	500
O 1965	3270	2688	1240	2250	1400	630
N 1965	3000	3610	2000	1240	1595	504
D 1965	560	1050	350	365	338	132
Année 1965	2040	1525	977	1480	992	749

Si les fluctuations saisonnières de la teneur en chlore et de la salinité des eaux polluées sont, comme celles des eaux naturelles, sensiblement inverses des variations de l'écoulement, il faut néanmoins remarquer que les valeurs mensuelles minimales enregistrées en saison froide témoignent elles-mêmes d'une grave pollution ; elles sont toujours égales sinon supérieures aux valeurs les plus fortes observées en saison chaude dans les eaux naturelles, directement à l'amont des secteurs pollués (tableaux LXXI et LXXII).

La présence dans les eaux fluviales de chlorures résultant de la pollution fausse non seulement les valeurs de la salinité, mais elle perturbe aussi le dosage d'autres éléments chimiques que nous considérons comme significatifs, spécialement celui du calcium(R. Frécaut, 1968 b).

La méthode de dosage du calcium et du magnésium par complexométrie n'est souvent pas directement applicable. Dans tous les cas où la teneur en chlore est supérieure à 100 mg/l, il est nécessaire de séparer, au préalable, les chlorures en les précipitant par le nitrate d'argent, ce qui allonge la technique opératrice et introduit des risques d'erreurs supplémentaires. Il faut rappeler également que les effluents des soudières comportent du calcium en forte proportion, à l'état de chlorure. Cet élément est ainsi en majeure partie d'origine artificielle et sa teneur dans les eaux fluviales ne reflète nullement les phénomènes d'érosion chimique en milieu calcaire et marno-calcaire (1).

Les valeurs du sodium et du potassium sont également accrues du fait de la pollution, si bien que toute étude des transports en solution

---

(1) C'est ainsi que la concentration moyenne en calcium s'est élevée pour l'année 1965 à environ 450 mg/l à Art-sur-Meurthe, à 220 mg/l à Millery, à 280 mg/l à Cheminot et à près de 200 mg/l à Sarreinsming, soit de 5 à 10 fois les valeurs des teneurs naturelles en calcium dans les bassins calcaires et marno-calcaires.

devient sans intérêt dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle.

La Moselle contribue à aggraver la pollution chimique des eaux du Rhin déjà sensible sur le cours supérieur du fleuve à Seltz, en aval de Strasbourg (1).

Les analyses physico-chimiques des eaux du fleuve, entreprises depuis 1953 sous l'égide de la "Commission Internationale pour la protection du Rhin contre la pollution", ont montré que les eaux restent naturelles du lac de Constance à Seltz, mais qu'un accroissement sensible de la teneur en sels minéraux et spécialement en chlorures s'observe de Seltz aux Pays-Bas. Il est dû pour 95 % aux rejets de certaines exploitations minières (mines de potasse d'Alsace, salines de Lorraine) et d'industries chimiques implantées dans la vallée du Rhin ou dans celles d'affluents comme la Moselle.

Si la teneur moyenne en chlore et la salinité annuelle n'ont été en 1965 que de 3,5 mg/l et de 198 mg/l à Stein-am-Rhein, à l'aval du lac de Constance, de 8,3 mg/l et de 226 mg/l à Kembs, à l'aval de Bâle, ces valeurs sont passées respectivement à 107 mg/l et à 426 mg/l à Seltz, à l'aval de la confluence de l'Ill, à 92,6 mg/l et à 423 mg/l à Braubach, à l'amont des confluences de la Lahn et de la Moselle, à 125,6 mg/l et à 503 mg/l à Andernach, à l'aval de cette dernière confluence (fig. 116 et 114) (2). Des valeurs proches de celles d'Andernach ont été observées à

---

(1) La pollution des eaux du Rhin par les chlorures n'est qu'un des aspects du problème qui se pose à la Commission Internationale spécialisée. Les phénols, correspondant aux effluents de divers industries, dénaturent également les eaux du fleuve. Par ailleurs, on observe, parallèlement à la pollution chimique, une pollution bactériologique extrêmement grave.

(2) La valeur de 200 mg/l avancée parfois pour la salinité des eaux du Rhin à Cologne est donc erronée. Elle représente tout au plus ce que seraient les transports en solution, en l'absence de toute pollution.

Emmerich, à la frontière germano-hollandaise.

On remarque que la pollution des eaux rhénanes par les chlorures s'atténue légèrement entre Seltz et Braubach, car l'abondance du fleuve s'accroit sensiblement et la teneur en chlore des eaux du Main est plus faible que celle des eaux mosellanes (O. Stürz, 1969). Les apports de la Moselle entrainent, par contre, une hausse de la concentration en chlore et par là même de la salinité. La longue série d'observations de 1953 à 1965 confirme ce fait et la part de la Moselle dans la pollution saline des eaux du fleuve a été estimée de 15 à 20 % selon les années.

Sans nullement sous-estimer les graves conséquences pratiques de cette pollution sur l'utilisation des eaux du Rhin en vue de la consommation domestique ou industrielle et de l'irrigation aux Pays-Bas (1), nous nous limiterons à quelques remarques théoriques.

Les apports en substances dissoutes de la Moselle au Rhin sont abondantes et largement supérieurs aux apports en suspension eux-mêmes faussés par une autre forme de pollution. Les transports en solution de la Moselle inférieure sont exagérés par les rejets de chlorures. La salinité des eaux polluées du cours d'eau atteint pratiquement le double de la valeur enregistrée dans les eaux naturelles, plus à l'amont ; elle ne présente ainsi aucun intérêt dans notre optique de dynamique fluviale.

---

(1) Le Rhin véhicule en moyenne 25 000 t de sels par jour à partir de la confluence de la Moselle et sur l'ensemble de son cours inférieur.

C O N C L U S I O N

L'étude des transports en solution dans le bassin de la Moselle nous a conduit à opposer des secteurs fluviaux naturels, non affectés par la pollution chimique, et des secteurs gravement dénaturés par les rejets de chlore. La recherche fondamentale en dynamique fluviale ne peut, en effet, ignorer le problème de la pollution qui limite singulièrement son domaine d'investigation. La connaissance des caractères chimiques des eaux naturelles permet, en contre partie, aux responsables de mieux apprécier l'ampleur de certains aspects de la pollution.

Dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, il nous a été possible d'analyser les transports en solution d'origine naturelle, leurs variations dans l'espace et dans le temps, à partir de mesures systématiques effectuées en 1964 et en 1965, corroborées par quelques contrôles ultérieurs.

La salinité des eaux fluviales naturelles et leur concentration en un certain nombre d'éléments, considérés comme caractéristiques de l'érosion chimique en milieu tempéré océanique,ont été mises en relation avec la nature lithologique des bassins.

La minéralisation annuelle des eaux fluviales est faible (40 à 50 mg/l) dans les bassins cristallins de la Moselle supérieure et de la Vologne. Les transports en solution sont néanmoins prédominants et ils représentent de 85 à 95 % des transports totaux effectués par les cours d'eau, y compris les transports de fond. La dégradation spécifique liée à l'érosion chimique varie de 50 à 75 t/km2/an.

La composition chimique des eaux fluviales en milieu cristallin est également originale. Parmi les cations dosés, le calcium et le sodium dominent en proportion à peu près équivalente ; la teneur en magnésium est nettement plus faible, celle en potassium encore plus basse. La concentration en silice est également faible (3 mg/l), à peine supérieure à celle des eaux en milieu calcaire et marno-calcaire.

Les eaux fluviales naturelles des bassins gréseux, de celui de la Mortagne en particulier, présentent une assez grande similitude de salinité et de composition chimique avec les eaux des régions cristallines.

Dans les bassins partiellement ou exclusivement calcaires, marno-calcaires et argileux du Plateau Lorrain, tels ceux de la Moselle à Toul, du Madon, de la Nied ou de la Sarre en amont de Sarralbe, la teneur moyenne annuelle en substances dissoutes est plus élevée (200 à 600 mg/l). Les transports en solution sont beaucoup plus abondants que les transports en suspension et ils constituent 90 % des transports solides totaux. Les valeurs de la dégradation spécifique dans ces bassins, variant de 100 à plus de 300 t/km2/an, sont comparables à celles qui caractérisent la plupart des bassins océaniques extramontagnards.

Les eaux fluviales des régions calcaires et marno-calcaires révèlent également une concentration des éléments chimiques différente de celle des eaux en milieu cristallin ou gréseux. Le calcium et le magnésium, présents en plus grande quantité, sont les éléments prépondérants, ce qui confirme que dans le domaine océanique les régions calcaires et marno-calcaires connaissent une érosion chimique non négligeable. La concentration des eaux en sodium est toujours plus forte que celle en potassium. Cependant, certains éléments, tels que le calcium, le magnésium, le sodium, le potassium et le chlore, se trouvent sensiblement en même proportion dans le bassin moyen que dans le bassin supérieur vosgien.

La salinité des eaux de sources et de lacs des secteurs cristallins et gréseux est plus faible que celle des eaux fluviales des mêmes ré-

gions ; en terrains calcaires et marno-calcaires, au contraire, la minéralisation des eaux fluviales et de sources est du même ordre de grandeur.

Ces observations ne constituent qu'une simple approche du problème. Une corrélation plus étroite entre substances minérales des eaux et nature des roches serait souhaitable ; elle n'est réalisable, en fait, qu'à l'échelle de bassins élémentaires lithologiquement homogènes. Elle nécessiterait, d'ailleurs, une analyse systématique des eaux souterraines et même des eaux d'écoulement subsuperficiel et de ruissellement superficiel.

S'ils sont largement prédominants dans le bassin de la Moselle, les transports en solution sont également continus et ils ne subissent, de fait, que des variations modérées au cours de l'année hydrologique.

La comparaison de l'hiver 1964-1965 et des deux saisons chaudes de 1965 et surtout de 1964, marquée par des étiages exceptionnels, a mis en évidence deux aspects fondamentaux de ces variations. Tout d'abord, la salinité moyenne des eaux fluviales est plus faible en hiver et les valeurs mensuelles minimales sont enregistrées au coeur de la saison froide. Par ailleurs, c'est au cours de la période d'étiages estivaux en 1964 qu'ont été observées les valeurs mensuelles maximales de la salinité qui a approché ou même dépassé un g/l dans les bassins du Madon et de la Nied.

Le rôle secondaire ou prédominant dans l'écoulement saisonnier des eaux souterraines, riches en substances dissoutes, explique pour une bonne part cette évolution des transports en solution, qui va en sens inverse de celle des débits liquides et des transports en suspension.

Dans les secteurs moyen et inférieur du bassin, les eaux de la Meurthe à l'aval de Rosières-aux-Salines, de la Moselle à l'aval de la confluence de la Meurthe, de la Seille à l'aval de Dieuze, de la Sarre à l'aval de Sarralbe sont polluées par les effluents chlorurés des salines et surtout des soudières.

Si la salinité de ces eaux connait des variations saisonnières identiques à celles des eaux naturelles, les valeurs annuelles et mensuelles de la teneur en substances dissoutes et de la concentration en chlore sont fort exagérées par la pollution chimique et n'ont donc plus aucune signification morphologique. C'est ainsi que, lors des étiages de 1964, ont été mesurées des salinités de l'ordre de 10 g/l dans les eaux de la Meurthe, de 4 g/l dans celles de la Moselle, de la Seille et de la Sarre.

La Moselle, dont la salinité moyenne est supérieure à 500 mg/l à Coblence, aggrave par ses apports en sels la pollution des eaux du Rhin, déjà sensible en aval de la confluence de l'Ill. La pollution généralisée des eaux interdit ainsi toute analyse de l'influence des transports en solution de la Moselle sur la dynamique fluviale du Rhin. L'étude de la turbidité se heurte à un handicap semblable.

C H A P I T R E I I

LA FAIBLE IMPORTANCE ET LA VARIABILITE DES TRANSPORTS EN SUSPENSION

Les transports en suspension sont plus faibles et plus variables que les transports en solution dans le bassin de la Moselle. Les matériaux entraînés en suspension par les eaux fluviales, argiles, limons, parfois même sables très fins, proviennent pour l'essentiel des lits fluviaux, apparent ou majeur, plus rarement des versants en cas de ruissellement superficiel intense (1). Le rôle protecteur du couvert végétal est en définitive aussi décisif en milieu tempéré océanique que les caractéristiques granulométriques des formations de pente et des sols ou que les conditions topographiques.

Les valeurs de la teneur des matières en suspension dans les eaux fluviales ou de la turbidité sont faussées par des phénomènes de pollution dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle. Deux types de pollution sont à considérer en ce qui concerne les transports en suspension de la Moselle: les rejets de certaines matières organiques par diverses industries et les effluents minéraux des Houillères du Bassin de Lorraine.

La pollution organique, qui ne constitue d'ailleurs pas une gêne sérieuse pour la recherche en dynamique fluviale, intéresse surtout la Moselle supérieure et moyenne, la Vologne, la Meurthe et la plupart de ses affluents : Rabodeau, Plaine, Mortagne.... Les rejets de matières organiques sont le fait de scieries, de papeteries, d'industries chimiques ou textiles, d'industries alimentaires (laiteries, brasseries....) implantées tout au long des vallées dans le massif vosgien ou sur le Plateau Lorrain.

---

(1) M. Chartier (1963) a ainsi distingué la charge "endogène" en provenance des lits fluviaux et la charge "exogène" en provenance directe des versants.

La pollution minérale, qui fausse par contre la turbidité naturelle des eaux, affecte gravement la Sarre moyenne, en aval de la confluence de la Rosselle, et donc la Moselle moyenne et inférieure en aval de Konz (fig. 117). Les eaux de la Rosselle sont polluées, en effet, par les rejets en eau de diverses installations des houillères qui représentent plus de 70 000 m³/jour : complexes de Carling et de Marienau, lavoirs à charbon des puits de Sainte-Fontaine, de Merlebach, de Saint-Charles...., bains-douches des mineurs (M. Daniel, 1970 (1). Ces effluents sont chargés en schlamms ou boues de charbon qui entrainent un accroissement brusque de la turbidité de la Rosselle. Le taux peut s'élever jusqu'à 14-15 g/l (résidu sec) et à 5g/l (résidu calciné) (2)

La Rosselle introduit en moyenne 7 à 8000 m³ de boue de charbon par jour dans les eaux déjà polluées de la Sarre, en aval de Völklingen, soit un apport annuel minimal d' au moins 2,5 millions de m³ de vase artificielle (E. Dewes, 1955). La pollution minérale des eaux de la Sarre gagne alors les eaux de la Moselle, puis celles du Rhin

---

(1) A la différence des lavoirs à charbon dans le Nord de la France et en Sarre, ceux des Houillères de Bassin de Lorraine ne sont pas équipés d'installations efficaces pour la récupération des schlamms.

(2) Les eaux d'exhaure des puits de Faulquemont et de Folschviller, déversées dans la Nied allemande (Première Partie-Chapitre II) sont, quant à elles, peu chargées en schlamms (10 à 12 mg/l). Il en va de même pour les eaux en provenance de la centrale thermique Emile Huchet et rejetées dans la Bisten.

en aval de Coblence (1). Elle interdit ainsi toute estimation de l'influence des transports en suspension naturels de la Moselle sur la dynamique fluviale du Rhin.

La pollution organique ne constitue pas, à la différence de la pollution minérale, un obstacle à l'étude des transports en suspension d'origine naturelle. En effet, la méthode très classique de mesure de la turbidité, que nous avons utilisée, permet d'éliminer par calcination les matière organiques naturelles ou rejetées artificiellement dans les eaux fluviales (M. Chartier, 1964 - L. Mazoit, 1964).

Les matériaux en suspension dans les eaux prélevées aux différentes stations ont été ainsi filtrés sur papier, puis séchés à l'étuve portée à 100°C et enfin calcinés au four à moufle à 500-550°C (2).

(1) Faute d'une lutte suffisamment efficace, mais coûteuse, contre cette forme de pollution, la boue de charbon apportée par la Rosselle envase le lit de la Sarre, dont la profondeur est passée dans certains secteurs de 2,20 m à un mètre (K. Schon, 1959). Par ailleurs, les schlamms sont récupérés dans un lac de retenue d'une capacité de 3 millions de m3/an, situé à l'amont de Mettlach. Afin d'éviter l'engorgement du bassin, car sa vidange serait trop onéreuse, les vannes sont ouvertes lors de chaque crue et une partie du stock de schlamms est ainsi évacuée à peu de frais vers la Moselle et le Rhin. C'est ainsi qu'à l'occasion de la grave crue de janvier 1955, plus de 1,5 million de m3 sont passés de la Sarre à la Moselle. Il est inutile d'insister longuement sur les conséquences désastreuses d'une telle pratique. Les rives de la Sarre et de la Moselle sont recouvertes après chaque crue par une vase noire, de plus de 30 cm parfois d'épaisseur. Des bancs de boue se forment dans le lit apparent de la Moselle, en amont des barrages-écluses ; ils peuvent atteindre un mètre de hauteur et plus de 100 m de longueur. Toute vie aquatique disparaît dès lors dans de très nombreux secteurs. La turbidité artificielle de la Moselle à Coblence est telle que, à l'aval de sa confluence avec le Rhin, on peut distinguer facilement sur plusieurs kilomètres les eaux grisâtres de la Moselle et celles du fleuve, relativement plus claires.

(2) Par double pesée avec une balance de précision, on détermine le poids de la charge minérale qui est ramenée à une unité de volume. La turbidité des eaux s'exprime, tout comme leur salinité, en mg/l ou en g/m3.

La calcination ne parvient pas, par contre, à détruire totalement les schlamms qui polluent la Rosselle, la Sarre et la Moselle inférieure et l'analyse des transports en suspension est donc sans intérêt géographique sur d'importants secteurs fluviaux de notre bassin (1).

Nous nous sommes volontairement limités à l'étude de la teneur des matières en suspension d'origine minérale dans les eaux naturelles, qui traduit les effets de l'érosion mécanique dans les lits fluviaux et plus exceptionnellement l'action du ruissellement sur les versants (2)

Les transports en suspension de la Moselle supérieure et moyenne en amont de Konz, de la Meurthe, de divers affluents du massif vosgien et du Plateau Lorrain, de la Sarre en amont de la confluence de la Rosselle, présentent

(1) Du fait de cette pollution, aucune mesure systématique de la turbidité n'est pratiquée dans les eaux de la Moselle entre Trèves et Coblence. Pour la même raison, les recherches sur les transports en suspension du Rhin, spécialement à l'aval de Coblence, concernent surtout la composition minérale des troubles et secondairement les matières d'origine organique véhiculées en suspension par les eaux du fleuve (H. Hellmann, 1966 - H. Hellmann et F.J. Bruns, 1968).

(2) Parallèlement à la simple mesure de la turbidité, d'autres recherches peuvent être menées sur les caractéristiques granulométriques ou minéralogiques des matériaux véhiculés en suspension (L. Berthois et C. Auffret, 1970) ainsi que sur leur composition chimique. En ce qui concerne ce dernier point, nous avons analysé le résidu de calcination de certaines charges en suspension (R. Strauss, F. Frécaut, B. Braun, 1965). Quelques éléments chimiques seulement ont été dosés dans ces échantillons. Le calcium et le magnésium peuvent exister à l'état de sels solubles dans les acides forts (carbonates) et de composés très difficilement solubles (silicates). Nous avons dosé le calcium et le magnésium de la fraction soluble dans l'acide chlorhydrique et nous avons recherché également la silice. Les matériaux en suspension dans les eaux des bassins cristallins, de la Moselle supérieure à Epinal par exemple, ont une teneur en calcium non négligeable (1 à 2%); le magnésium est à l'état de traces. La silice, dont la teneur en solution vraie est faible, peut atteindre, par contre, plus de 30 % des matières minérales totales, ce qui confirme de façon indirecte la faible solubilité de cet élément. Dans les eaux des bassins exclusivement ou partiellement calcaires ou marneux, comme ceux du Madon ou de la Moselle à Toul, le pourcentage en silice dans les matériaux en suspension se situe aux environs de 25, tandis que le calcium et le magnésium représentent respectivement de 4 à 10% et de2à 4% de la charge. Des analyses plus nombreuses auraient permis, sans nul doute, des conclusions d'une portée plus générale.

en premier lieu, des variations dans l'espace en fonction de la nature lithologique et pédologique des bassins et de leur type de couverture végétale ; ces transports sont, en tous les cas, moins abondants que les transports en solution (1). La turbidité naturelle des eaux fluviales est soumise, d'autre part, à des variations saisonnières plus marquées que celles de la salinité, que l'on peut mettre également en relation avec les fluctuations des débits. (M. Pardé, 1953 b).

I. - Les variations de la turbidité annuelle dans l'espace

L'étude des variations de la turbidité selon les bassins portera sur les résultats de l'année légale 1965, afin de permettre des comparaisons avec d'autres cours d'eau de la zone tempérée.

Si les variations de la salinité dans l'espace ont pu être mises en relation étroite avec la nature lithologique des bassins, le rôle des facteurs lithologiques est moins décisif en ce qui concerne la teneur des matières en suspension. Ces facteurs interviennent, certes, mais il s'agit essentiellement de la texture granulométrique non seulement des formations de pente et des sols sur les versants, mais encore des nappes alluviales dans lesquelles sont incisés les lits fluviaux.

Les éléments fins véhiculés en suspension, argiles, limons, voire sables très fins, proviennent, en effet, en majeure partie des lits, car leur mobilisation sur les versants est freinée en milieu tempéré océanique par le couvert végétal (Première Partie - Chapitre IV). L'entraînement des matériaux fins est contrarié par le rôle fixateur des racines et par la capacité d'interception des précipitations par les arbres et les herbes. Quant au transport de ces matériaux, il est éminemment discontinu, tout comme le ruissellement qui prend rarement un caractère concentré.

(1) L'analyse des différents échantillons d'eau prélevés à chaque station à proximité de la surface et du fond n'a pas permis de mettre en évidence une quelconque variabilité instantanée des turbidités sur un même profil transversal et spécialement une nette augmentation de la valeur de la turbidité vers le fond du lit.

C'est donc en définitive l'interaction des différents facteurs géophysiques, topographiques et morphologiques, lithologiques et pédologiques, biogéographiques et climatiques, qui règle dans chaque bassin le phénomène de ruissellement superficiel et par là même les possibilités d'entraînement et de transport des matériaux fins sur les versants et donc l'efficacité de l'érosion hydrique.

Par ailleurs, une véritable discontinuité spatiale et temporelle marque généralement le passage des éléments fins des versants aux cours d'eau, sauf en cas d'averses très abondantes et de crues exceptionnelles (J. Tricart, 1962). Les matériaux s'accumulent le plus souvent à la base des versants et ils ne sont repris par les eaux courantes que lors d'une crue ultérieure.

Cette discontinuité fréquente pose ainsi le problème de l'origine des troubles véhiculés par les courants fluviaux en milieu tempéré océanique. Les matières en suspension ne parviennent que rarement des versants, elles sont entraînées pendant la plus grande partie de l'année à partir du lit fluvial.

Compte tenu du rôle propre à chacun des facteurs géophysiques, on peut opposer les bassins à très faible turbidité annuelle de la montagne vosgienne aux bassins à faible turbidité du Plateau Lorrain.

A. - La très faible turbidité annuelle dans les bassins cristallins et gréseux du massif vosgien

Les facteurs géophysiques conditionnent de façon différente la prise en charge des troubles par les eaux fluviales dans les bassins cristallins de la Moselle supérieure et de la Vologne et dans le bassin gréseux de la Mortagne.

Les bassins cristallins de la Moselle supérieure et de la Vologne, à pentes fortes, possèdent des sols et des formations de pente parfois épais, mais la couverture végétale permanente et spécialement forestière, qui en occupe la plus grande partie, limite considérablement les effets du ruissellement, du

moins en saison chaude. Par ailleurs, le lit de ces cours d'eau est incisé dans des alluvions fluvio-glaciaires, où les matériaux grossiers prédominent (Troisième Partie - Chapitre III). La fourniture d'éléments fins à partir des versants aussi bien que des lits fluviaux est donc au total limitée.

De fait, la turbidité moyenne de l'année 1965 a été extrêmement basse à toutes les stations : 3 mg/l à Eloyes et 2,4 mg/l à Epinal sur la Moselle, 7,2 mg/l à Jarménil sur la Vologne (fig. 117). Les transports moyens annuels en suspension sont ainsi beaucoup plus faibles dans ces bassins de moyenne montagne que les transports en solution ; ils ne représentent que 5 à 15 % des transports totaux des cours d'eau (tableau LXVIII).

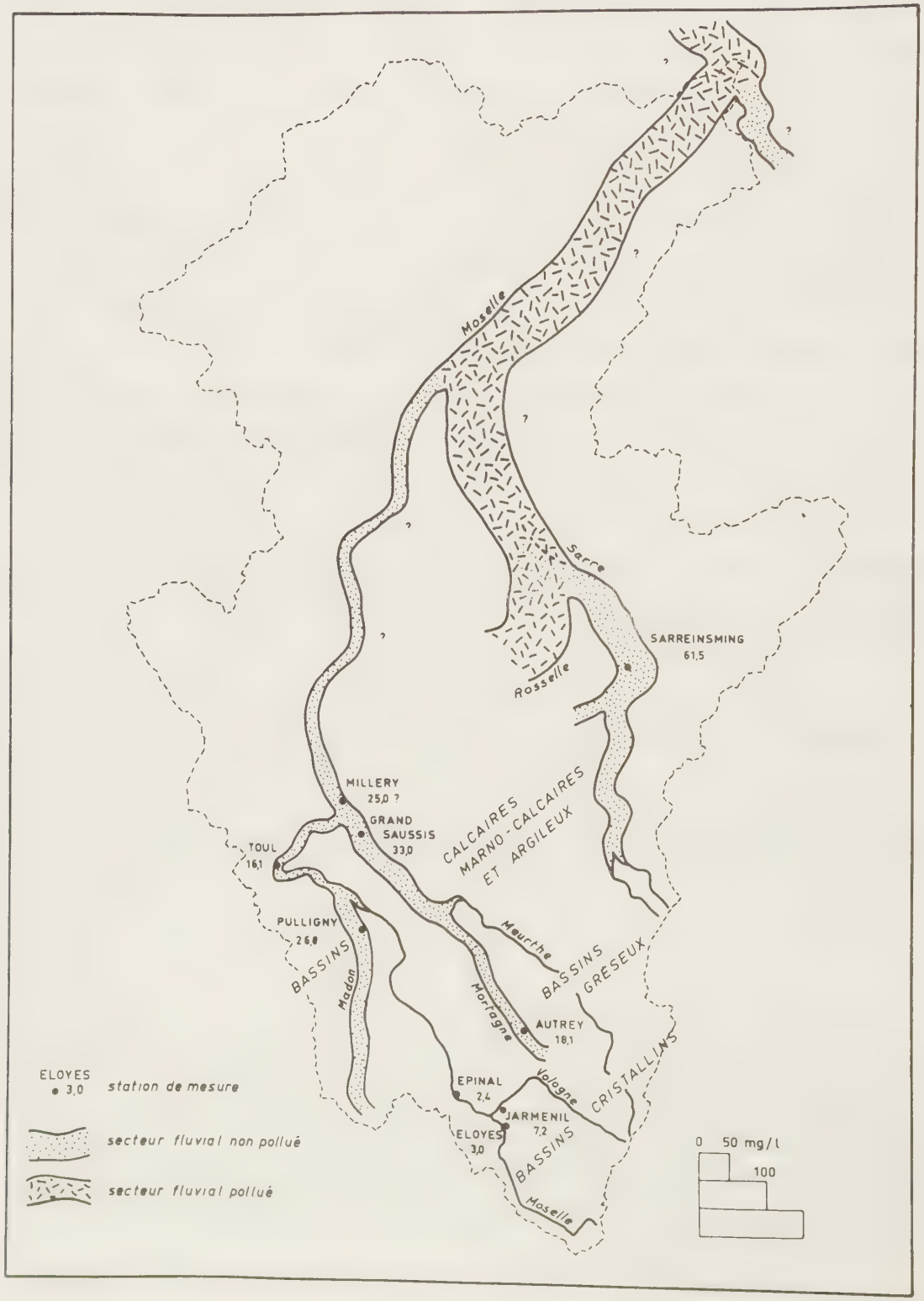
Les tonnages de troubles véhiculés annuellement sont largement inférieurs aux tonnages correspondant aux substances dissoutes. Les valeurs de la turbidité spécifique sont également très faibles, elles varient de 3 à 8t/km2/an au plus. Dans les bassins cristallins de la Diège et du ruisseau des Granges, la turbidité annuelle et la dégradation spécifique sont du même ordre de grandeur : 2 à 5 mg/l et 3,5 t/km2/an (G. Bédiot et J.C. Wieber, 1967) (1)

Ainsi, malgré la présence de formations de pente parfois riches en matériaux fins et en dépit de précipitations abondantes, le couvert végétal limite singulièrement les effets du ruissellement sur les versants dans la montagne vosgienne. La prédominance de matériaux grossiers dans les nappes alluviales ne favorise pas non plus l'entraînement des troubles à partir des lits fluviaux.

Le bassin gréseux de la Mortagne présente des caractères géophysiques quelque peu différents. Les pentes sont moins fortes que dans les

(1) La turbidité annuelle de 100 à 110 mg/l mesurée par G. Rougerie (1965) dans les eaux de la Savoureuse ne correspond pas au secteur montagnard du bassin, ni d'ailleurs la dégradation spécifique qu'il estime à 120 t/km2/an. Selon l'auteur, la turbidité des eaux n'atteint jamais 30 mg/l en montagne.

FIG.117 TURBIDITE MOYENNE ANNUELLE DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE (1965)



bassins montagnards précédents. Les formations de pente sont souvent moins développées, alors que les taux de boisement et de couverture végétale permanente sont pratiquement aussi élevés (Première Partie - Chapitre IV). La fourniture d'éléments fins au cours d'eau, à partir des versants, est donc, selon toute vraisemblance, aussi faible que dans la montagne cristalline.

Par contre, le lit apparent de la Mortagne, au moins dans le secteur où les prélèvements d'eau ont été effectués, est creusé dans des alluvions où les matériaux sableux dominent largement, en particulier les sables fins et très fins. Les sables très fins peuvent être pris en charge lors des crues, ce qui augmente quelque peu la valeur moyenne annuelle de la turbidité.

La teneur moyenne des troubles s'est élevée, en effet, à 18,7 mg/l à Autrey en 1965 (1). Le tonnage des matières en suspension, tout en restant inférieur à celui des produits en solution, a représenté près de 28 % des transports totaux annuels et la turbidité spécifique à pu être évaluée à 9,5 t/km2/an(tableau LXVIII).

La légère augmentation de la turbidité des eaux dans le bassin de la Mortagne tient donc aux caractéristiques granulométriques des matériaux qui constituent les berges et le fond du lit apparent, ce qui confirme ainsi la part prépondérante de la charge "endogène" dans les transports en suspension en milieu tempéré océanique.

B. - La faible turbidité annuelle dans les bassins calcaires, marno-calcaires et argileux du Plateau Lorrain

Si les conditions topographiques sont moins favorables sur le Plateau Lorrain à l'entraînement des matériaux fins sur les versants, les facteurs biogéographiques et humains facilitent, par contre, leur mobilisation.

Les taux de boisement et surtout de couverture végétal permanente sont beaucoup moins élevés qu'en montagne (Première Partie - Chapitre IV). De

(1) Les eaux de la Sûre à Esch sont, par contre, très peu turbides en milieu schisteux et la teneur des matières en suspension n'a pas dépassé 5 mg/l au cours de la période 1968 - 1970.

plus, les sols, mal protégés, sont sensibles aux effets de l'érosion hydrique du fait des méthodes culturales, en particulier lors des grandes averses de saison froide. L'action du ruissellement superficiel est néanmoins surtout efficace dans les bassins comportant des formations argileuses étendues, tels ceux du Madon, de la Meurthe inférieure, de l'Albe et de la Sarre moyenne.

De plus, sur le Plateau Lorrain, les lits fluviaux sont incisés da de vastes nappes alluviales, recouvertes parfois de limons ; sables fins et très fins, argiles et limons y dominent largement (Première Partie - Chapitre II).

La turbidité des eaux naturelles s'accroit donc sensiblement sur le Plateau Lorrain. La turbidité moyenne du Madon à Pulligny a atteint ainsi 26,8 mg/l en 1965, celle de la Meurthe au Grand Saussis 33 mg/l et celle de la Sarre à Sarreinsming, à l'aval de la confluence de l'Albe, 61,5 mg (fig. 117).

La teneur en troubles des eaux de la Moselle moyenne augmente sous l'effet des apports successifs du Madon et de la Meurthe ; elle est ainsi passée de 1965 de 16,1 mg/l à Toul et à 25 mg/l à Millery.

Ces valeurs restent certes faibles en comparaison de celles de la salinité, mais elles sont cependant plus élevées que dans la montagne vosgienne. Le tonnage annuel des matières en suspension reste inférieur en toutes les stations à celui des éléments dissous et il représente 10% au plus des transports solides totaux (tableau LXVIII).

La turbidité spécifique a été en 1965 de 13 t/km2/an pour le Madon à Pulligny et la Moselle à Toul, de près de 18t/km2/an pour la Meurthe inférieure et de plus de 25 t/km2/an pour la Sarre moyenne en amont du secteur de pollution.

On retrouve des valeurs similaires de turbidité et de dégradation spécifique pour la plupart des cours d'eau océaniques aux bassins relativement étendus et caractérisés par une assez grande variété de sols et de types de couverture végétale.

Dans l'ensemble des régions océaniques, les transports en suspension sont faibles, suivant la terminologie de M. Pardé (1953b et 1964a), et nettement moins abondants que les transports en solution.

D'après M. Chartier (1959), la turbidité de la Seine n'excède pas 20 à 22,5 mg/l à Paris, soit une dégradation spécifique de 4 à 4,5 t/km2/an. Selon H. Bremer (1960), les turbidités et les dégradations spécifiques des cours d'eau allemands du domaine océanique sont également faibles : 30 mg/l et 13,4 t/km2/an pour le Main à Hallstadt (4428 km2), 33 mg/l et 8t/km2/an pour l'Elbe à l'amont de Hambourg, 33 mg/l et 16,2 t/km2/an pour le Pegnitz à Nuremberg (1192 km2), 35 mg/l et 16,1t/km2/an pour le Rednitz à Neumühl (1845 km2) 59 mg/l et 24,5 t/km2/an pour la Fränkische Saale à Schonderfeld (2 125 km2) (1). Le cas du Neckar à Gundelsheim est encore particulier avec 150 mg/l et 54 t/km2/an.

Les transports en suspension en milieu continental tempéré sont légèrement supérieurs à ceux du domaine océanique, tout en restant d'ailleurs médiocres. Une mobilisation plus active des matériaux fins sur les versants en fin de saison froide, à la période de dégel des sols et de fusion de la neige, et au coeur de la saison chaude, lors d'averses orageuses brutales, peut expliquer ce fait en partie du moins, mais le rôle du couvert végétal reste là encore décisif (R. Frécaut, 1964 b).

Dans les régions continentales boisées, la turbidité moyenne annuelle dépasse rarement 60 à 100 mg/l : 55 mg/l pour la basse Vistule à Tczew (194 000 km2), soit une dégradation spécifique de 7,4 t/km2/an, 46 mg/l pour le Dniepr moyen à Kiev (326 500 km2). Ce n'est que dans les secteurs de prairie, au Canada comme en Ukraine, que la turbidité des eaux fluviales s'accroit, dépasse 100 mg/l et devient modérée sinon forte (G.W. Lopatin, 1962).

La haute montagne constitue un autre domaine tempéré à forte turbidité. La mobilisation des matériaux fins sur les versants est facilitée

(1) La Meuse à Hedel, possède des valeurs semblables à l'issue d'un bassin de 29 000 km2 : 68 mg/l et 24,2 t/km2/an (F. Fournier, 1969b).

par une convergence exceptionnelle des facteurs géophysiques. L'efficacité de l'érosion hydrique assure une abondante fourniture de troubles aux cours d'eau, surtout en période de crues. Les transports en suspension, à la différence du domaine tempéré océanique, sont largement supérieurs aux transports en solution.

Dans le cas de l'Inn moyen à Kirchbichl, déjà évoqué, la turbidité moyenne annuelle atteint ainsi 720 mg/l, soit une dégradation spécifique de 630 t/km2/an (H. Moosbrugger, 1957). Les valeurs de la turbidité sont encore plus fortes dans de petits bassins très élevés.

Les grands fleuves des régions tempérées, dont les bassins comporte des secteurs de haute montagne, restent soumis à une influence montagnarde jusque sur leur cours inférieur. Leur turbidité est donc généralement plus élevée que celle de leurs affluents de plaines.

Le cas du Rhin inférieur est particulier. Ses eaux sont assez peu turbides par suite d'une importante rétention de particules fines dans les lacs subalpins (M. Pardé, 1959c).Les valeurs de turbidité et de dégradation spécifique enregistrées sur son cours inférieur, bien que faibles (54 mg/l et 30 t/km2/an à Cologne, 40 mg/l et 17,3 t/km2/an à Lobith), sont faussées en partie par les apports artificiels de la Moselle soumise à une pollution minérale.

Moins abondants que les transports en solution aussi bien dans la montagne vosgienne que sur le Plateau Lorrain, les transports en suspension de la Moselle connaissent également des variations saisonnières sensiblement différentes.

II. - Les variations saisonnières de la turbidité

Les variations saisonnières de la turbidité suivent une évolution inverse de celle de la salinité, ainsi que L. Berthois l'a montré depuis longtemps pour la Loire (A. Guilcher, 1956).

Les transports en suspension sont généralement les plus faibles en saison chaude, tout comme les débits liquides, et les turbidités maximales sont observées en période de crues hivernales. De plus, l'amplitude des fluctuations saisonnières de la teneur en troubles est plus grande et les transports en suspension sont donc plus variables dans le temps que les transports en solution (1). Ces variations seront envisagées dans le cadre des saisons froides et chaudes de 1963 - 1964 et de 1964 - 1965.

Il convient de remarquer toutefois que la corrélation entre les variations des turbidités et celles des débits n'est pas aussi étroite que dans le cas des transports en solution. Ce fait capital, sur lequel nous reviendrons, a été clairement mis en évidence pour la Loire (M. Chartier, 1966 - Y. Babonaux, 1970).

A. - Une turbidité généralement plus faible en saison chaude

La turbidité moyenne des étés de 1964 et de 1965 a été plus basse à toutes les stations que lors des hivers 1963-1964 et 1964-1965, à l'exception toutefois de la station d'Epinal (tableau LXXIII et fig. 118) (2)

La plus faible turbidité des eaux fluviales en saison chaude s'explique par l'absence quasi totale d'apports de matériaux fins en provenance des versants, même sur le Plateau Lorrain, et par la faiblesse des forces tractrices des courants dans les lits fluviaux.

On remarquera également que la valeur mensuelle minimale de la teneur en troubles ne correspond pas nécessairement au mois d'écoulement le plus faible, c'est-à-dire à août 1964. Mais la turbidité moyenne de l'été de 1964 a été globalement inférieure à celle de la saison chaude de 1965, par exemple à Toul sur la Moselle et au Grand Saussis sur la Meurthe. L'été de

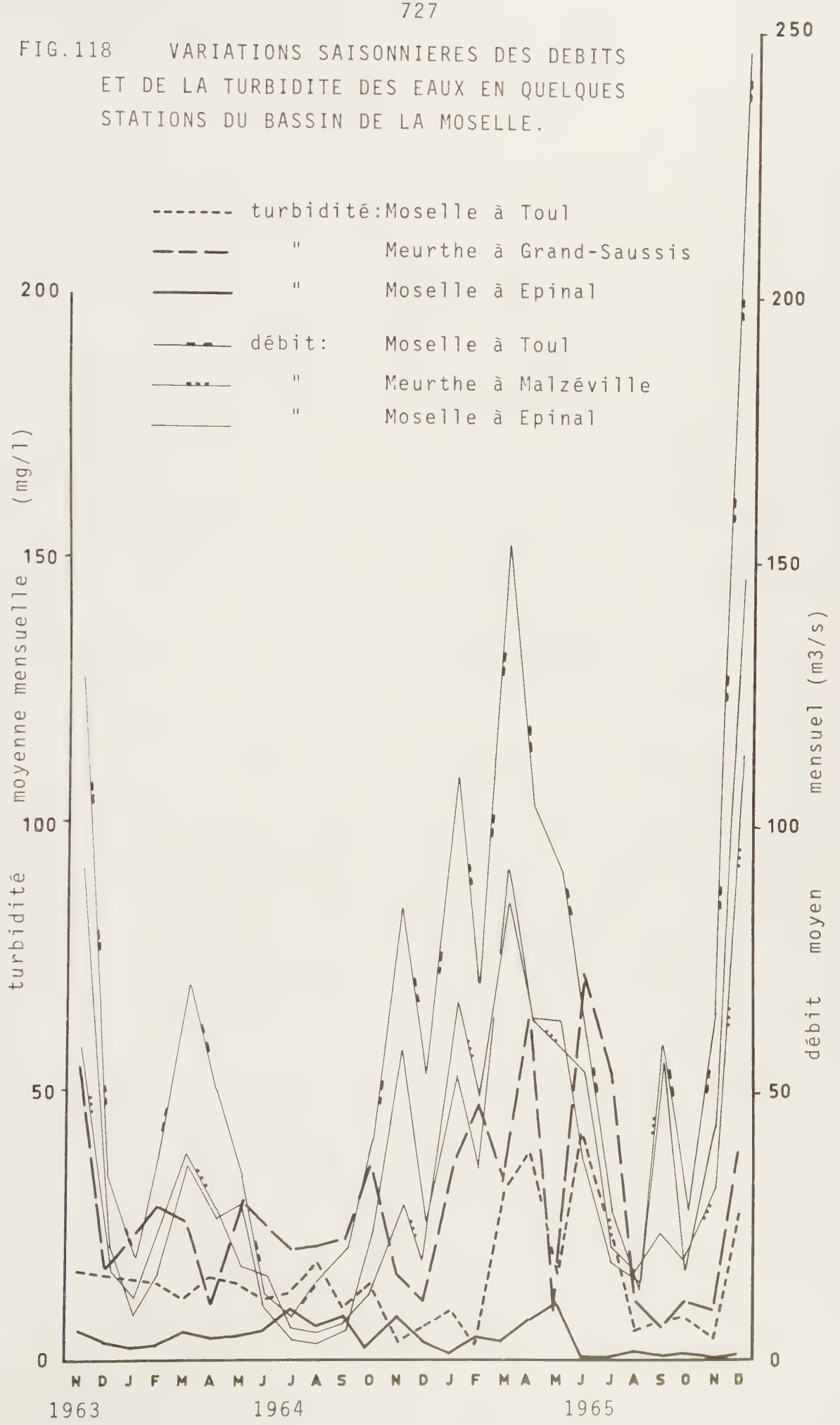
(1) La variabilité interannuelle de la turbidité est également nette. C'est ainsi que nous avons pu estimer les tonnages de troubles et la turbidité spécifique à 14577t et à 4,4 t/km2/an à Toul, à 12395t et à 4,2 t/km2/an au Grand Saussis pour l'année 1964, caractérisée par une faible abondance fluviale, alors que les valeurs correspondantes pour l'année 1965, moins indigente, ont atteint respectivement 43645 t et 13t/km2/an, 52 538 t et 17,8 t/km2/an (tableau LXVIII).

(2) A la station d'Epinal, la profondeur est très faible en étiages, et, malgré les précautions prises, l'immersion de la bouteille à prélèvement détermine d'inévitables turbulences à proximité du fond et l'entraînement de troubles. Ceci explique que, paradoxalement, de plus fortes turbidités aient été enregistrées lors de l'été de 1964.

TABLEAU LXXIII VALEURS MENSUELLES ET SAISONNIERES DE LA TURBIDITE DES EAUX DANS LES BASSINS SUPERIEUR ET MOYEN DE LA MOSELLE. (1963/64 et 1964/65)

Turbidité	Bassins cristallins			Bassins gréseux	Bassins calcaires, marno-calcaires et argileux			
mg/l	Eloyes-Moselle	Epinal-Moselle	Jarménil-Vologne	Autrey-Mortagne	Toul-Moselle	Pulligny-Madon	Grand-Saussis Meurthe	Sarreins ming-Sarre
N 1963		5,2			16,8		55,0	
D 1963		3,7			16,1		16,5	
Jr 1964		2,1			15,0		22,5	
F 1964		2,9			14,5		28,1	
M 1964		5,9			11,5		25,8	
A 1964		4,2			15,8		10,0	
S.Fr.1963/1964		4,0			14,9		26,3	
M 1964		4,6			14,4		28,8	
J 1964		5,5			11,1		25,6	
Jt 1964		9,8			13,5		20,2	
At 1964		6,3			18,4		20,7	
S 1964		8,1			8,8		22,5	
O 1964		2,0			14,5		37,1	
S.Ch.1964		6,0			11,1		25,8	
N 1964	0,3	8,1	3,1	2,1	3,5	40,2	15,6	19,6
D 1964	0,7	3,7	2,0	4,2	6,5	25,3	10,5	22,5
Jr 1965	11,7	1,3	7,5	4,5	9,5	21,5	36,1	108,2
F 1965	0,5	4,4	5,3	6,7	3,4	29,3	47,9	121,8
M 1965	17,0	3,6	18,3	140,0	31,8	38,6	33,1	63,2
A 1965	1,0	7,3	11,5	13,6	39,8	95,5	66,9	149,0
S.Fr.1964/1965	5,2	4,7	6,3	30,1	15,7	41,7	35,0	80,7
M 1965	4,3	10,3	14,8	11,8	15,2	76,8	9,8	94,7
J 1965	0,0	0,0	4,8	8,5	42,8	13,1	72,2	29,0
Jt 1965	0,0	0,0	7,5	15,1	24,4	10,3	53,9	24,7
At 1965	2,3	1,5	3,3	1,3	5,2	7,1	10,9	11,1
S 1965	0,0	0,6	3,1	0,0	7,3	5,9	6,7	27,7
O 1965	0,0	0,9	2,3	0,5	7,9	7,1	10,6	4,2
S.Ch.1965	1,4	2,1	5,9	4,4	17,1	10,7	27,3	31,9

FIG.118 VARIATIONS SAISONNIERES DES DEBITS ET DE LA TURBIDITE DES EAUX EN QUELQUES STATIONS DU BASSIN DE LA MOSELLE.



1965 a été en effet, plus abondant que la saison chaude de 1964, marquée par les étiages exceptionnels que l'on sait, il a même comporté une série de crues modestes en mai et en juin (Deuxième Partie - Chapitre V). Des turbidités assez élevées ont été effectivement relevées au cours de ces deux mois à différentes stations du bassin (1).

Nous n'avons donc jamais observé de teneurs en troubles plus fortes en saison chaude qu'en hiver, à la différence de G. Rougerie (1965). Les facteurs invoqués par l'auteur, soit une relative protection des sols en saison froide par le gel et par une couverture neigeuse, peuvent intervenir sans aucun doute dans des bassins de moyenne montagne, spécialement lors des grands hivers, mais ce ne fut pas le cas dans les bassins de la Moselle supérieure et de la Vologne lors des hivers 1963 - 1964 et 1964 - 1965.

B. - Une turbidité plus forte en saison froide spécialement en période de crues

Dans le massif vosgien comme sur le Plateau Lorrain, la turbidité moyenne la plus élevée a été enregistrée au cours des deux hivers 1963 - 1964 et 1964 - 1965 (tableau LXXIII et fig. 118).

La prédominance des transports en suspension en saison froide, qui apparaît le plus nettement dans les bassins sédimentaires riches en formations argileuses, tient à l'action mécanique plus efficace des eaux fluviales dans le cadre de lits et parfois à celle des eaux de ruissellement sur les versants. Les méthodes culturales de début et de fin de saison froide favorisent l'entraînement des matériaux fins sur les versants, ainsi que H. Bremer (1960) l'a fort bien montré pour le bassin du Main à Hallstadt.

C'est au cours des deux mois de l'hiver 1964 - 1965, ayant comporté c crues modestes, qu'ont été relevées les valeurs mensuelles maximales de la turbidité : 17 mg/l à Eloyes sur la Moselle, 18,3 mg/l à Jarménil sur la Vologne et 140 mg/l à Autrey sur la Mortagne en mars 1965, 95,5 mg/l à Pulligny sur le Madon et 149 mg/l à Sarreinsming sur la Sarre en avril 1965.

Les valeurs maximales instantanées ont été en réalité plus élevées le 26 mars 1965, jour du maximum de la première crue; la turbidité des eaux a atteint 57 mg/l à Eloyes, 98 mg/l à Toul, 111 mg/l à Pulligny et 167 mg/l à Autrey, cette dernière valeur tenant au fort pourcentage de sables très fins

(1) Des turbidités de 90 mg/l et de 106 mg/l ont été ainsi mesurées le 6 mai 1965, jour du maximum de la crue, respectivement à Pulligny sur le Madon et à Sarreinsming sur la Sarre.

dans la charge en suspension. La turbidité maximale a été de même de 112 mg/l à Pulligny et de 150 mg/l à Sarreinsming le 23 avril 1965, peu de temps après le passage du maximum de la seconde crue (1). Par ailleurs, la valeur de la teneur en troubles s'est élevée à 122 mg/l à Pulligny et à 148 mg/l à Sarreinsming le 3 janvier 1966, lors d'une crue également médiocre.

Les mesures complémentaires de turbidité que nous avons effectuées au cours des graves crues récentes de février et de mai 1970 ont montré que ces valeurs maximales n'ont pas été dépassées. Ainsi se pose le problème de la corrélation entre turbidités et débits liquides. Comme M. Chartier (1966) et Y. Babonaux (1970) l'ont signalé pour la Loire, l'augmentation des débits liquides en cas de crue ne s'accompagne pas, à une station donnée, d'un accroissement continu et corrélatif de la turbidité des eaux ; il semble même exister un "seuil hydrologique" au-delà duquel la turbidité ne s'élève pratiquement plus.

Ce phénomène indéniable tient surtout, à notre sens, aux conditions mêmes de l'écoulement en crue. Tant que les volumes d'eau s'écoulent dans le lit apparent, les vitesses des courants s'accroissent ainsi que leurs forces tractrices ; le lit est alors apte à livrer des matériaux fins aux courants, en plus de ceux en provenance directe des versants. Lorsque les eaux débordent dans le lit majeur, le plus souvent entièrement colonisé par la végétation en milieu tempéré océanique, aucune fourniture supplémentaire de troubles ne peut se produire, d'autant que les vitesses sont alors faibles dans le champ d'inondation.

C'est néanmoins en période de crues, surtout hivernales, que sont mesurées les valeurs maximales de la turbidité, mais, si l'on excepte le cas de prise en charge de sables très fins réalisé dans certains secteurs fluviaux, les transports en suspension n'ont pas excédé de 1964 à 1965, 50 à 60 mg/l dans les bassins vosgiens, 150 mg/l dans les bassins les plus riches

(1) Les deux crues de mars et d'avril 1965 n'ont dépassé la cote de débordement moyen que sur la Moselle supérieure et moyenne en amont de Toul, sur la Meurthe supérieure, sur la Mortagne et sur la Sarre moyenne.

en éléments fins sur le Plateau Lorrain et 100 mg/l sur la Moselle moyenne.

En dépit de ces valeurs maximales somme toute très modestes, la turbidité des eaux fluviales est soumise dans notre bassin à des variations sensibles dans le temps, d'amplitude plus forte que celle de la salinité. Le rapport des valeurs mensuelles extrêmes de la turbidité au cours des années 1964 et 1965 a été ainsi voisin de 10 dans la montagne vosgienne et il a varié de 10 à plus de 30 selon les bassins du Plateau Lorrain. Sur certains secteurs fluviaux, en particulier sur la Moselle supérieure, la turbidité a été même pratiquement nulle durant plusieurs mois de l'été en 1965. Les transports en suspension ont connu alors, localement, une véritable discontinuit dans le temps.

C O N C L U S I O N

Les transports en suspension sont plus faibles et plus variables que les transports en solution dans le bassin de la Moselle, du moins dans les secteurs fluviaux qui ne sont pas affectés par la pollution minérale dûe aux rejets de schlamms dans les eaux de la Rosselle par les Houillères du Bassin de Lorraine.

Nous nous sommes volontairement limité à l'étude de la teneur en troubles dans les eaux naturelles, de ses variations dans l'espace et dans le temps.

Les transports en suspension présentent dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle des variations sensibles en fonction de la lithologie et des types de couvert végétal. Les éléments fins, limons, argiles, parfois sables très fins, pris en charge par les courants fluviaux proviennent pour l'essentiel des lits et plus exceptionnellement des versants, lors de certaines crues surtout de saison froide. La protection plus ou moins efficace des sols exercée par le couvert végétal apparait comme le meilleur critère de différenciation entre les bassins.

Dans les bassins cristallins de la montagne vosgienne, à fortes pentes mais au taux de boisement très élevé, la turbidité moyenne annuelle est très faible ; elle n'excède pas 10 mg/1 dans le cas de la Moselle supérieure et de la Vologne. Les transports en suspension ne représentent ainsi que 5 à 15 % des transports solides totaux et les turbidités spécifiques varient de 3 à 8t/km2/an. Le bassin gréseux de la Mortagne se singularise par des valeurs légèrement plus élevées (18,7 mg/1 et 9,5t/km2/an).

La turbidité naturelle des eaux s'accroit sur le Plateau Lorrain,

mais elle reste néanmoins faible. Les sols sont moins bien protégés contre l'érosion hydrique, du fait de l'importance de la couverture végétale saisonnière et des méthodes culturales qui lui sont liées. Les lits fluviaux sont incisés dans des nappes fluviales plus étendues, où les éléments fins dominent La teneur annuelle en troubles varie de 30 à 60 mg/l dans les bassins du Mado et de la Sarre, riches en formations argileuses, et la turbidité de la Moselle moyenne s'élève de 15 à 25 mg/l. Les valeurs de la dégradation spécifique, comprises entre 15 et 25 t/km2/an, restent largement inférieures à celles qui caractérisent l'érosion chimique.

Les transports en suspension en milieu tempéré océanique témoignent donc de la faible efficacité de l'érosion mécanique au niveau des lits fluviaux et surtout des versants, spécialement en moyenne montagne. L'exemple de la Moselle ne fait donc que confirmer les données acquises dans la plupart des bassins océaniques.

Les variations saisonnières de la turbidité sont inverses de celles de la salinité, leur amplitude est également plus grande. La comparaison des deux étés de 1964 et de 1965 et des deux saisons froides 1963 - 1964 et 1964 - 1965 a permis de dégager les deux caractères essentiels de ces variations.

La turbidité des eaux fluviales est plus faible en saison chaude, par suite de l'absence quasi-totale de fourniture de matériaux fins à partir des versants. Néanmoins, les teneurs en troubles peuvent être relativement élevées lors de certaines crues estivales.

La turbidité plus forte en hiver est dûe à une action mécanique plus efficace des eaux courantes dans les lits et parfois aussi sur les versants, lors d'averses intenses et durables. On n'observe cependant aucune corrélation étroite entre la croissance des débits liquides et celle de la turbidité. Il semble exister un "seuil hydrologique", qui correspond souvent au "débit à plein bord", et au-delà duquel la teneur en troubles ne s'élève pratiquement plus

La Moselle inférieure, soumise à une grave pollution minérale,

fausse quelque peu par ses apports les valeurs pourtant faibles de la turbidité sur le Rhin inférieur. Il est donc impossible d'apprécier l'influence exacte des transports en suspension de l'affluent sur la dynamique du fleuve. L'influence des transports grossiers de la Moselle sur le Rhin est, quant à elle, quasiment nulle.

C H A P I T R E I I I

L'EXTREME FAIBLESSE ET LA DISCONTINUITE FONDAMENTALE DES TRANSPORTS DE FOND

Si les matériaux fins véhiculés en suspension par la Moselle proviennent pour l'essentiel des lits fluviaux, mais aussi parfois directement des versants, les matériaux grossiers charriés sur le fond sont exclusivement "endogènes", qu'il s'agisse des blocs, des galets, des gravillons et des sables. Le transport de ces matériaux par les courants est, par ailleurs, totalement discontinu dans le temps et dans l'espace, ce qui constitue une autre différence avec le transport des troubles.C'est aux modalités des charriages de fond que nous nous attacherons en premier lieu.

Du fait même de ces caractères originaux, l'évaluation des transports solides de fond se révèle difficile quelles que soient les méthodes utilisées. Nous avons appliqué à la fois des méthodes classiques qui n'ont fourni que des résultats limités et la méthode des traceurs radioactifs qui nous a apporté quelques éléments chiffrés.

Nous avons limité à dessein nos expériences sur les transports de fond à la vallée de la haute Moselle, entre Remiremont et Epinal. Ce secteur d'étude a été choisi en fonction des caractères géomorphologiques de la vallée et du lit fluvial et des conditions de l'écoulement. Les pentes sont assez fortes et le lit apparent du cours d'eau est creusé dans une nappe alluviale d'origine fluvio-glaciaire riche en matériaux grossiers et spécialement en galets.

La propagation des crues est, d'autre part,rapide dans le secteur retenu et les vitesses de translation des maximums comme celles des courants fluviaux sont les plus fortes de notre bassin (Deuxième Partie - Chapitre V).

I. - Les modalités des transports de fond en milieu tempéré océanique

Afin de bien saisir les difficultés de l'évaluation des charriages de fond, il convient de rappeler brièvement leurs modalités en milieu tempéré océanique.

Une triple discontinuité temporelle et spatiale affecte la mobilisation des matériaux grossiers sur les versants, leur fourniture aux cours d'eau et leur transport par les courants fluviaux(J. Tricart, 1962). La mobilisation de ces matériaux sur les versants et leur mise à la disposition des cours d'eau sont des faits paléoclimatiques ; les éléments grossiers charriés par les courants proviennent donc uniquement des formations alluviales dans lesquelles sont incisés les lits. La seule discontinuité temporelle et spatiale que l'on puisse observer actuellement concerne le transport des matériaux.

A. - L'origine des matériaux grossiers

Par opposition au domaine de la haute montagne tempérée, il existe ainsi dans les bassins océaniques de moyenne montagne, comme celui de la Moselle supérieure, une discontinuité à l'échelle géologique entre la circulation des matériaux grossiers sur les versants, leur passage dans le fond de la plaine alluviale et leur entraînement actuel par les courants fluviaux. Cette discontinuité intéresse tout autant les sables grossiers et moyens que les blocs, les galets et les gravillons (1).

Les matériaux charriés sur le fond sont donc "endogènes" au sens de M. Chartier (1963), ils proviennent du fond et des berges du lit apparent, parfois du lit majeur en cas de débordement, s'il n'est pas totalement colonisé

(1) Les diverses séries granulométriques envisagées correspondent aux normes de la classification de A. Cailleux et J. Tricart.

par la végétation (M. Pardé, 1951).

Dans notre secteur d'étude, de Remiremont à Epinal, les matériaux alluviaux présentent dans l'ensemble une texture grossière. L'analyse granulométrique des matériaux des lits apparent et majeur n'a pas encore été menée de façon systématique, mais nous avons effectué quelques relevés locaux dans le cadre de ces recherches.

Il en ressort que la granulométrie des matériaux des lits s'oppose assez nettement à celle des matériaux des terrasses (R. Frécaut, 1968 a). Dans le lit majeur, sur le fond et dans les berges du lit apparent de la Moselle dominent les éléments grossiers : blocs, galets, gravillons de granit, de gneiss, de grès vosgien à l'aval de la confluence de la Vologne. Par contre les terrasses sont constituées surtout de matériaux plus fins, sables, limons et argiles ; on note toutefois quelques séries de galets et de gravillons. La prédominance d'élements grossiers dans le lit, spécialement dans la région de Noirgueux, est à mettre en relation avec l'appareil morainique qui a été lavé de ses matériaux les plus fins (Première Partie - Chapitre I).

L'étude des transports de fond en milieu tempéré océanique est donc indissociable de celle de l'érosion fluviale et de l'aménagement des lits fluviaux. R. Mussot (1969) a pu montrer à juste titre, dans un domaine morpho-climatique d'ailleurs différent du nôtre, ce que l'analyse des charriages de fond, grâce à l'emploi des traceurs radioactifs, peut apporter à la recherche en morphologie fluviale.

B. - La faible fréquence des transports de fond même en moyenne montagne.

La discontinuité dans le temps et dans l'espace qui affecte, sur la Moselle supérieure, les charriages de fond s'explique par les relations étroites existant entre les forces tractrices des courants fluviaux et les variations hydrologiques.

Même dans la montagne vosgienne, où il existe une convergence de facteurs favorables, fortes pentes, abondance de matériaux grossiers dans les

lits, les transports de fond sont peu fréquents et limités aux périodes de crues.

La forte pente brute superficielle des eaux et, par là même, la forte pente rectifiée de la ligne d'énergie, réalisées en crue, conditionnent non seulement les vitesses et la force tractrice R J appliquée au fond (R étant le rayon hydraulique et J la pente brute superficielle), mais encore la force d'entraînement initial des éléments les plus grossiers (M. Pardé, 1964a) (1). C'est donc pendant les périodes de paroxysme hydrologique que les forces tractrices des courants sont les plus puissantes et les plus aptes à assurer les charriages de fond.

Il convient pourtant de nuancer ces remarques, selon que les forces tractrices peuvent s'exercer ou non dans le cadre du lit majeur. Si ce dernier est constitué par des plages de matériaux grossiers, mal stabilisées et peu colonisées par la végétation, spécialement dans les lobes convexes des méandres l'entraînement de ces matériaux n'est réalisé que lors de crues graves avec débordement important (fig. 119). Les crues plus modestes ne déterminent qu'un charriage de fond dans le lit apparent. La zone étudiée entre Jarménil et Epinal à Bazimpré et à Pechotté, présente de telles caractéristiques.

A l'amont de Noirgueux, par contre, la vallée de la Moselle est plus large et le tracé du lit apparent est plus rectiligne (fig. 121). Le lit majeur du cours d'eau, compris entre les basses terrasses, est entièrement colonisé par la végétation, tant à Saint-Nabord qu'au Longuet, où nous avons mené notre expérience de traceurs radioactifs. Les crues graves, avec débordement, n'entraînent pratiquement aucun charriage supplémentaire par rapport aux crues simplement médiocres et correspondant au "débit à plein bord".

Ainsi, des transports de fond sont réalisés de ce lit apparent de la haute Moselle lors de chaque crue modeste de saison froide ou de saison chaude, c'est-à-dire en moyenne près d'une fois par an ; il s'agit alors d'un remaniement local et limité des matériaux du fond et des berges. Seules les

(1) P. Birot (1959) a fort clairement distingué les facteurs de la compétence fluviale ou aptitude d'un cours d'eau à entraîner des matériaux d'une taille donnée et ceux de la capacité de transport totale. Le calcul des forces tractrices nécessaires à l'entraînement et au transport des éléments grossiers par des formules semi-empiriques se heurte, ainsi que nous le verrons, à de sérieuses difficultés.

crues graves ou très graves, avec débordement important, de fréquence au moins décennale, sont capables d'assurer des transports plus abondants par suite du bouleversement de certains secteurs du lit apparent et du lit majeur, dans la mesure toutefois où la végétation ne constitue pas un obstacle.

Qu'ils soient modestes et plus fréquents, plus abondants mais exceptionnels, les charriages de fond assurés par les crues de la Moselle supérieure sont toujours limités dans l'espace.

Les distances maximales parcourues par les galets, les gravillons et les sables lors d'une crue sont faibles et la méthode des traceurs radioactifs nous a fourni à cet égard d'intéressantes précisions. Il s'agit donc de transports purement locaux, directement liés au réaménagement de détail du lit apparent et parfois du lit majeur.

La discontinuité temporelle et spatiale des transports de fond n'empêche pas l'amenuisement progressif mais lent des matériaux grossiers par altération chimique ou désagrégation mécanique. Dans les parties profondes du lit apparent, les galets pourraient, selon certains auteurs, se corroder à la suite d'un contact permanent avec l'eau. Les blocs et les galets des sommets des berges et surtout du lit majeur sont fréquemment soumis en saison froide aux effets de la gélifraction. Nous avons ainsi observé que des galets de grès, préalablement marqués à la peinture dans le lit majeur de la Moselle à Péchotté, se sont désagrégés au cours de l'hiver pourtant peu rigoureux de 1964-1965.

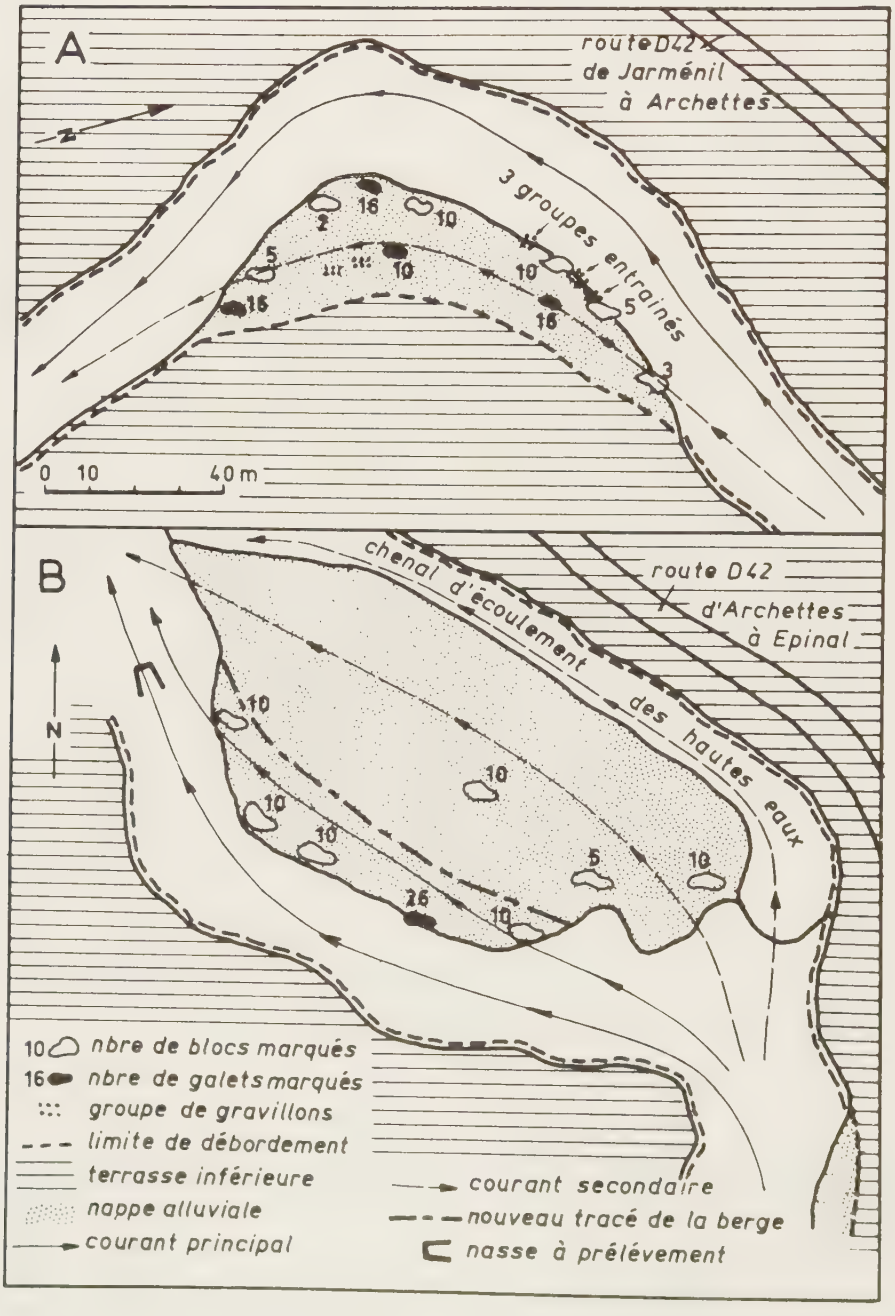
Du fait de ces modalités originales, les transports de fond sont très difficiles à apprécier sur la Moselle supérieure.

II. - Les transports de fond dans la vallée de la haute Moselle. Leur difficile évaluation.

La recherche en dynamique fluviale ne rencontre pas de difficultés majeures dans la mesure des transports solides en solution ou en suspension, du

FIG.119 EVOLUTION DU LIT MAJEUR DE LA MOSELLE SUPERIEURE LORS DE LA CRUE DE 1965.

(A:Bazimpré, B:Péchotté.)



fait de la relative continuité de ces transports. Il en va différemment pour les transports de fond soumis à une double dicontinuité dans le temps et dans l'espace.

L'emploi d'une gamme très variée de méthodes d'évaluation est donc nécessaire ; c'est ce que nous avons tenté de réaliser dans la haute vallée de la Moselle entre Remiremont et Epinal.

Un triple objectif de recherche s'impose dans toute étude des transports solides de fond : zones de départ et granulométrie des matériaux entraînés, vitesses moyennes de déplacement et distances parcourues, masses effectivement charriées (R. Frécaut, 1966 b). Certaines méthodes de mesure ne tendent, en fait, qu'à une évaluation approximative et globale des débits solides charriés en un temps donné, elles sont dites quantitatives. D'autres, plus fines, s'attachent spécialement au problème du mouvement des matériaux. Qualitatives avant tout, elles permettent parfois néanmoins de parvenir à une estimation quantitative des transports de fond.

Nous avons employé la plupart des méthodes de mesure directe pratiquées actuellement, soit des méthodes plus "classiques", qualitatives ou quantitatives, qui n'ont donné que des résultats très limités, soit la méthode des traceurs radioactifs qui présente un intérêt indéniable, du fait des données qualitatives et quantitatives qu'elle est susceptible de fournir.

A. - Les résultats insuffisants des méthodes classiques

Les méthodes fort classiques que nous avons utilisées, au cours de l'hiver 1964 - 1965, aux stations de Bazimpré et de Péchotté, entre Jarménil et Epinal, présentaient a priori des facilités certaines et elles étaient, de plus, peu coûteuses (fig. 119). En dépit de conditions hydrologiques assez favorables, elles ne nous ont fourni que peu d'éléments d'appréciation sur les transports de fond dans les lits apparent et majeur de la Moselle.

Nous avons tenté d'employer simultanément, au moins dans le secteur de Péchotté, le marquage à la peinture des matériaux grossiers du lit majeur

et l'immersion de nasses à prélèvement sur le fond du lit apparent.

Le marquage à la peinture des matériaux grossiers offre théoriquement de grands avantages (R. Frécaut 1966 b et 1968 a). Non seulement il est le procédé le moins onéreux, mais l'emploi de la peinture aux silicones se révèle efficace, la peinture adhérant parfaitement aux matériaux et résistant à toute action chimique des eaux. Dans la pratique cependant, l'obligation de ne pas modifier sensiblement par un revêtement trop épais la densité des sédiments limite son application aux matériaux les plus grossiers.

Cette méthode, essentiellement qualitative, pose pourtant quelques difficultés. Le repérage des matériaux marqués est simplement visuel : il devient donc impossible après des crues entraînant des charriages importants par suite de l'enfouissement des traceurs (1).

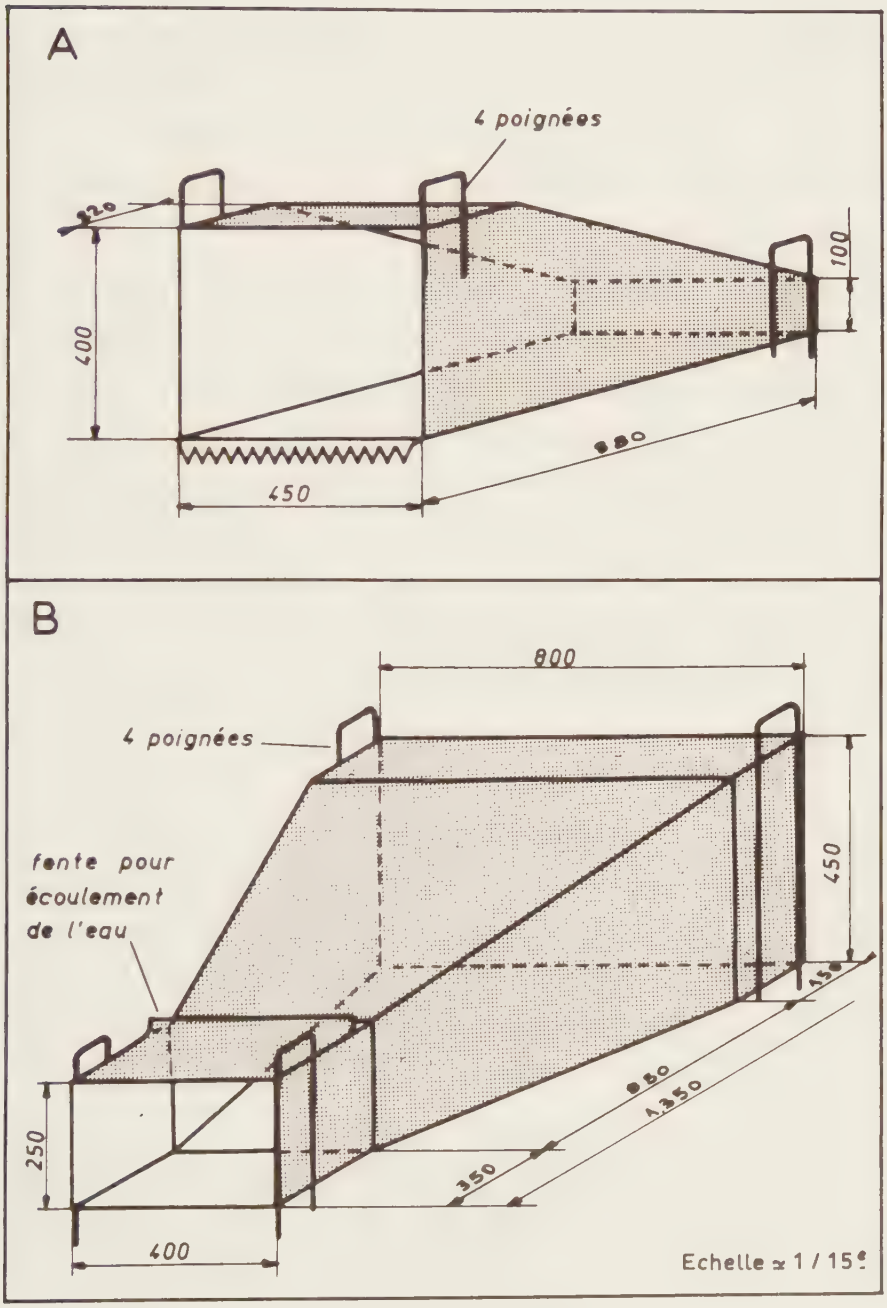
Parallèlement à cette recherche qualitative dans le lit majeur, des essais de mesure quantitative sur les charriages de fond ont été tentés à Péchotté, dans le lit apparent de la Moselle par l'implantation de nasses à prélèvement.

Cette méthode est employée couramment depuis 1930 - 1935 sur le Danube autrichien, tchécoslovaque et hongrois (W. Kresser et W. Laszloffy, 1964) et son application a été couronnée de succès sur le Rhin inférieur (K. van Til, 1956 - J. W. Tops, P.J. Wemelsfelder et A. Volker, 1959). Nous avons fait construire deux nasses métalliques dont la conception doit beaucoup aux spécialistes hongrois que nous avions pu contacter lors du Colloque Géographique franco-magyar de Budapest en 1964.

L'une des nasses est relativement simple et légère, 35 kg environ (fig. 120 A) ; l'autre est plus élaborée, mais elle pèse 55 kg (fig. 120 B). Ces nasses sont à parois perforées régulièrement de trous de 2 mm de diamètre, afin de ne prélever que des matériaux grossiers et, à la limite, des sables grossiers. Le problème le plus délicat a été la détermination de l'ouverture utile de ces nasses ; il estindispensable, en effet, de ne capturer que les

(1) La méthode des traceurs luminescents, appliquée surtout en Union soviétique et en Allemagne, n'échappe pas à cet inconvénient. Elle semble se prêter surtout à l'analyse du mouvement des sables (R. Frécaut, 1966 b).

FIG.120 CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES NASSES A PRELEVEMENT.



matériaux véritablement de fond, transitant sur une tranche d'eau de 30 à 40 cm, soit par saltation (sables grossiers et moyens), soit par roulement (blocs, galets, gravillons).

L'implantation de ces nasses sur le fond du lit et leur remontée constitue une opération délicate nécessitant la présence de 4 à 5 personnes et l'utilisation d'un canot à moteur. L'immersion doit se faire en position horizontale, parallèlement au courant principal. Lors de la remontée de la nasse, il faut éviter de la renverser et de râcler le fond. De tels impératifs ont limité la fréquence de nos mesures.

Cette méthode, bien que permettant, en théorie du moins, la détermination directe de la masse charriée au cours du transport, présente pourtant de graves inconvénients. Les perturbations, apportées par l'implantation de tels appareils, aux conditions naturelles de l'écoulement sont encore mal connues. Une évaluation correcte des transports de fond supposerait, par ailleurs, de nombreuses mesures simultanées sur tout le profil transversal du lit, ce qui est quasiment impossible. D'autre part, le rendement des nasses n'est satisfaisant que lors de charriages modérés, c'est-à-dire en période de crues moyennes, ce qui fut le cas pendant l'hiver 1964-1965.

Les expériences de marquage à la peinture et d'immersion de nasses à Bazimpré et à Péchotté ont eu lieu au cours de la saison froide 1964 - 1965, durant laquelle deux crues moyennes se sont succédées en mars et en avril. Du 20 au 28 mars, plusieurs montées ont été enregistrées sur la Moselle supérieure le premier maximum a été le plus important avec 273 m3/s le 21 mars au soir à Noirgueux et 333 m3/s le 22 au matin à Epinal.

Le cours d'eau s'est donc gonflé très modérément, il a légèrement dépassé son "débit à plein bord" aux deux stations de mesure, débordant quelque peu dans le lit majeur. La médiocrité relative de ces crues a certes favorisé notre étude qui a pu être menée dans de bonnes conditions, mais seules des retouches très locales des lits ont été observées. Si les résultats escomptés n'ont pas été toujours atteints, les mesures entreprises n'en ont pas moins

permis d'approfondir le problème complexe des charriages de fond.

Le marquage à la peinture des matériaux grossiers a été volontairement limité au lit majeur, par suite de la facilité des observations en ce cas.

Les deux secteurs de la nappe alluviale correspondant au lit majeur ont été choisis entre Jarménil et Epinal, du fait de leur configuration générale différente ; ils ne comportent aucune formation arbustive ou herbacée et ils sont, de plus, peu accessibles au public.

Le premier secteur de marquage est constitué par le lobe convexe d'un méandre de la Moselle au lieu-dit Bazimpré, à l'amont d'Archettes (fig. 119 A). Ce méandre a été profondément remanié lors de la crue catastrophique de décembre 1947 - janvier 1948. La rive concave, abrupte de 10 m environ, est entaillée partiellement dans le grès vosgien, en contrebas de la terrasse inférieure.

Il a été procédé au marquage sur place des matériaux grossiers le 18 décembre 1964 ; 35 blocs, répartis en 6 groupes, ont été peints en jaune, 58 galets, soit 4 groupes, l'ont été en blanc, 5 groupes de gravillons ont été marqués à la peinture rouge. (B. Braun, 1965 - R. Frécaut, 1968 a).

Le repérage de ces divers matériaux a été effectué le 23 avril 1965, à la suite de la crue de mars et peu après le passage du maximum de la crue plus médiocre d'avril. La nappe alluviale avait été recouverte par plus de 2 m d'eau en mars, mais le courant principal et les vitesses maximales étaient réalisées dans le secteur concave du méandre, selon nos propres observations.

La topographie de la plage à Bazimpré ne subit que des retouches de détail ; 3 groupes de gravillons marqués le long de la berge n'ont pas été retrouvés, alors que les blocs et les galets de ce secteur étaient toujours en place. Sur la plage elle-même, des petits déplacements, de l'ordre de 5 à 10 cm, ont été observés pour les matériaux les plus grossiers. Au total, les modifications apportées par les crues de mars et d'avril à cette station ont été réduites et seuls les gravillons particulièrement exposés ont été pris en charge.

La deuxième série de marquage à la peinture a été effectuée dans le lit majeur de la Moselle, en aval d'Archettes, au lieu-dit Péchotté (fig. 119 B). La nappe alluviale, constituée ici encore de blocs et de galets et réaménagée par la crue de décembre 1947 - janvier 1948, sépare le lit apparent d'un chenal d'écoulement de crues. A la différence du cas précédent, la nappe était soumise en mars 1965 à l'influence directe du courant principal.

Le 22 janvier 1965, 65 blocs, répartis en 7 groupes sur l'ensemble de la plage, ont été marqués à la peinture blanche et 26 galets, disposés en bordure directe du lit apparent, ont été peints en rouge. Le relevé a permis, le 23 avril 1965 également, de noter d'importantes modifications apportées à la disposition générale de la nappe. Submergée par plus de 2 m d'eau, elle fut sapée latéralement sur une largeur maximale de 18 m et une nouvelle berge du lit apparent a été ainsi aménagée.

Tous les matériaux marqués dans ce secteur, tant blocs que galets, ont été entraînés et l'on a pu estimer le cubage total déplacé vers l'aval à près de 100 m3. Par contre, les blocs marqués à proximité du chenal d'écoulement de crue n'avaient subi aucun déplacement notable. Aucun des sédiments grossiers marqués et entraînés n'a d'ailleurs pu être retrouvé à l'aval, dans le lit majeur ou dans le lit apparent.

Quelques observations ont pu, néanmoins, être faites sur les conditions de déplacement des matériaux. Deux secteurs du lit majeur de la Moselle, de topographie identique et de composition granulométrique assez proche, ont subi , lors de crues très moyennes, des remaniements fort différents du fait des caractères particuliers des courants fluviaux.

Les difficultés d'expérimentation évoquées précédemment expliquent que seuls deux essais d'implantation de nasses aient été tentés à 40 m en aval de la nappe alluviale à Péchotté (fig. 119 B) ; le lit apparent de la Moselle

dans ce secteur a une profondeur moyenne de 2 m (1).

La nasse la plus lourde a été immergée le 22 janvier 1965, en période d'eaux moyennes, et relevée 8 jours plus tard ; elle ne contenait aucun sédiment, même sableux. Une nouvelle tentative a été faite le 26 février, au même endroit, avec la nasse la plus lég ère. Il a été décidé alors de prolonger la durée d'immersion de la nasse, dans l'éventualité d'une crue.

Remontée le 23 avril 1965, après les deux crues de mars et d'avril la nasse était remplie au 2/3 de matériaux, d'une charge totale de 87,7 kg, soit 56,5 kg de sables grossiers et 31,2 kg de galets et de gravillons . Les 3 plus gros galets mesuraient respectivement 83,94 et 74 mm et pesaient 0,720, 0,420 et 0,630 kg.

Ces quelques résultats quantitatifs ne présentent qu'une valeur indicative et il ne pouvait être question d'en déduire une valeur même approchée des charriages effectués sur le fond par la Moselle supérieure. Il n'a pas été possible, à partir de cette expérience, d'apprécier les déplacements effectivement réalisés par les matériaux récupérés dans la nasse pas plus que de localiser les zones d'entraînement.

L'insuffisance des données qualitatives et quantitatives fournies par les méthodes classiques nous a incité à tenter l'emploi des traceurs radioactifs.

B. - La méthode des traceurs radioactifs et ses résultats qualitatifs et quantitatifs.

Il nous a fallu, en réalité, attendre l'hiver 1969-1970 pour pouvoir mener à bien l'étude des charriages au moyen de galets radioactifs. Diverses difficultés d'ordre technique et financier se sont, en effet, posées.

(1) Des tentatives d'évaluation quantitative des charriages de fond par l'immersion de nasses ont été faites, lors du même hiver 1964 - 1965, dans la vallée de la Moselle moyenne en aval de Neuves-Maisons, au niveau de Sexey-aux-Forges (B.Braun, 1965); elles sont révélées peu probantes. Le transport de sables ne doit cependant pas être négligeable sur la Moselle moyenne en aval d'Epinal, spécialement dans le secteur Thaon-Charmes, car le lit apparent du cours d'eau est incisé dans une nappe alluviale fort bien développée et où dominent sables et gravillons.

Les techniques délicates de la méthode des traceurs radioactifs relèvent du domaine des spécialistes. J. Tricart (1961) a néanmoins préconisé avec raison une étroite collaboration entre ingénieurs et géographes. C'est dans cet esprit que nous avions pris contact dès 1965 avec la Section d'Applications des Radioéléments du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Un plan détaillé d'expérimentation sur la haute Moselle avait été élaboré pour la saison froide 1965 - 1966. Les formalités administratives étaient résolues et l'agrément des diverses commissions avait été obtenu.

A la suite d'une reconnaissance sur le terrain, il fut néanmoins décidé, d'un commun accord, de surseoir provisoirement à l'expérience. La méthode des traceurs radioactifs, expérimentée alors par les ingénieurs de Saclay, était orientée vers la mesure du déplacement des sables. Or, le lit de la Moselle dans le secteur de Remiremont à Noirgueux offre surtout des matériaux grossiers, pouvant constituer parfois un véritable pavage. L'étude du mouvement des sables grossiers, présents en faible proportion dans les alluvions, n'aurait eu qu'un intérêt limité.

Les spécialistes de Saclay, perfectionnant leurs techniques, parvinrent dans les années qui suivirent à appliquer aux galets la méthode des traceurs radioactifs et ils obtinrent ainsi, en collaboration avec le Centre de Géographie appliquée de Strasbourg, des résultats intéressants dans les bassins vosgiens de la Doller (G. Courtois et M. Gasnier, 1969)., de la Bruche et de la Mossig (G. Courtois et M. Gasnier, 1969). Aussi, dès l'été 1969, l'idée d'une expérience dans la vallée de la haute Moselle fut-elle reprise et rapidement concrétisée.

C'est alors que des difficultés de financement de l'expérience surgirent, du fait de la nouvelle politique de gestion inaugurée par le Commissariat à l'Energie Atomique. Il nous fut néanmoins possible d'entreprendre nos recherches, grâce aux subventions du Centre National de la Recherche Scientifique et à l'aide de l'Agence Financière de Bassin "Rhin - Meuse" à Metz et de l'Association du Tourisme du département des Vosges(1).

---

(1) L'Agence Financière du Bassin "Rhin-Meuse", est chargée, en effet, par l'Association du Tourisme des Vosges de l'élaboration d'un avant - projet portant sur la création d'un vaste plan d'eau artificiel, de faible profondeur, à but touristique, en aval de Remiremont. Il était intéressant pour les ingénieurs de cet organisme de connaître les éventuels charriages effectués par la Moselle et donc les remblaiements possibles à l'amont de l'ouvrage prévu.

L'étude des charriages de la haute Moselle, au moyen de galets radioactifs, a porté sur l'année 1969-1970 et plus spécialement sur la saison froide 1969-1970 qui, par une heureuse coïncidence, connut deux crues graves en février 1970 suivies par une crue plus modeste en mai (Deuxième Partie - Chapitre V). L'expérience fut menée par le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Nancy (1) en étroite collaboration avec la Section d'Applications des Radioéléments de Saclay (2) et les services techniques de l'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse" (3).

Après un bref rappel des principes de la méthode des traceurs radioactifs et de ses applications à la dynamique fluviale, nous envisagerons successivement les modalités de l'expérience de la haute Moselle, puis ses principaux résultats qualitatifs et quantitatifs qui viennent de donner lieu à un compte rendu détaillé (F. Anguenot, G. Caiveau, P. Arnould et R. Frécaut, 1971).

Les premières applications des traceurs radioactifs à l'étude des transports solides fluviaux datent de plus de 15 ans (G. Courtois, 1966). Depuis, les expériences sur le terrain se sont multipliées en même temps que progressait la technique de marquage et de détection des vases, des sables, puis des galets.

Effectuées longtemps dans une optique pratique, afin de résoudre certains problèmes de Génie Civil, des expériences ont été entreprises récemment

(1) Notre collègue J.C. Bonnefont, M. Rogé, Ingénieur au C.N.R.S., et de nombreux étudiants de notre laboratoire prirent bénévolement une part active à l'expérience. Qu'ils soient vivement remerciés de leur précieuse collaboration.

(2) Un ingénieur de la S.A.R. de Saclay, qui contribua à la mise en route de l'expérience, Monsieur M. Gasnier, trouva une mort tragique au cours de l'hiver 1969 - 1970. Monsieur B. Jeanneau, secondé par MM. F. Anguenot et G. Caiveau assura par la suite la direction technique de l'expérience.

(3) Monsieur P. Arnould, Ingénieur Géologue à l'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse", assisté de ses collaborateurs, contribua très efficacement à l'organisation scientifique et matérielle de l'expérience. Nous tenons à lui exprimer notre plus vive gratitude.

en France dans le cadre de la recherche pure, sous l'impulsion de G. Courtois.

Le principe de la méthode est relativement simple, il consiste à immerger dans le lit apparent, en des secteurs judicieusement choisis, des matériaux rendus radioactifs et dont les caractéristiques physiques (densité, granulométrie, forme....) sont les plus proches possible des matériaux prélevés dans le lit et à suivre à l'aide de détecteurs à rayonnement leur migration sur le fond du lit.

Le marquage des galets pose cependant quelques problèmes. Il faut forer un trou dans chaque galet pour y loger la source radioactive, puis obturer par un ciment expansif ou mieux par de la paraffine. La méthode est donc lourde quand on veut marquer des centaines de galets, ce qui fut notre cas. Le choix de l'élément radioactif se fait en fonction du phénomène à étudier et de sa durée.

La détection des matériaux marqués se pratiquait autrefois à l'aide de compteurs Geiger-Müller, mais depuis une dizaine d'années leur emploi a été abandonné au profit de détecteurs à scintillation, qui permettent des taux de comptage élevés (G. Sauzay, 1967). Les détections effectuées lors de notre expérience l'ont été avec des sondes à scintillation, traînées sur le fond à partir d'un canot.

Après dépouillement des résultats des détections sur le terrain, on parvient au tracé de courbes isoactives. Ce dépouillement a été mené par les soins des ingénieurs de Saclay. L'examen des courbes permet d'obtenir un certain nombre de renseignements qualitatifs.

On peut ainsi déterminer la disposition longitudinale et transversale des galets radioactivés dans le lit apparent, l'ordre de grandeur du déplacement moyen et maximal. Ces observations purement descriptives donnent cependant des indications précieuses sur le mécanisme des charriages de fond et sur leurs relations avec les conditions de l'écoulement durant la période étudiée, spécialement avec des crues de puissance différente. Mais ces résultats ne permettent pourtant pas de calculer directement le débit solide.

Les hydrauliciens ont tenté, depuis plusieurs années, de mettre au point des méthodes de calcul susceptibles de fournir les débits de charriage

au cours d'une période donnée, ce qui présente le plus grand intérêt pour la recherche en dynamique fluviale (G. Courtois, 1966). La méthode d'intégration dans l'espace a été appliquée aux transports de fond de la Moselle supérieure et ses résultats chiffrés ont été confrontés à ceux de diverses formules semi-empiriques.

La zone de Saint-Nabord au Longuet, située entre Remiremont et la station hydrométrique de Noirgueux, a été retenue comme cadre de notre expérience (fig. 121).

Le lit apparent de la Moselle, aux berges bien stabilisées, présente un tracé relativement rectiligne et favorable à priori au déplacement homogène des galets radioactifs. Sa largeur moyenne, voisine de 30 m seulement,a permis une détection systématique.

La station de jaugeage de Noirgueux a fourni les données précises de l'écoulement fluvial au cours de l'année 1969-1970. Par ailleurs, le lit majeur étant entièrement colonisé par la végétation aux deux stations, il a été possible de ne considérer que les transports de fond dans le cadre du lit apparent.

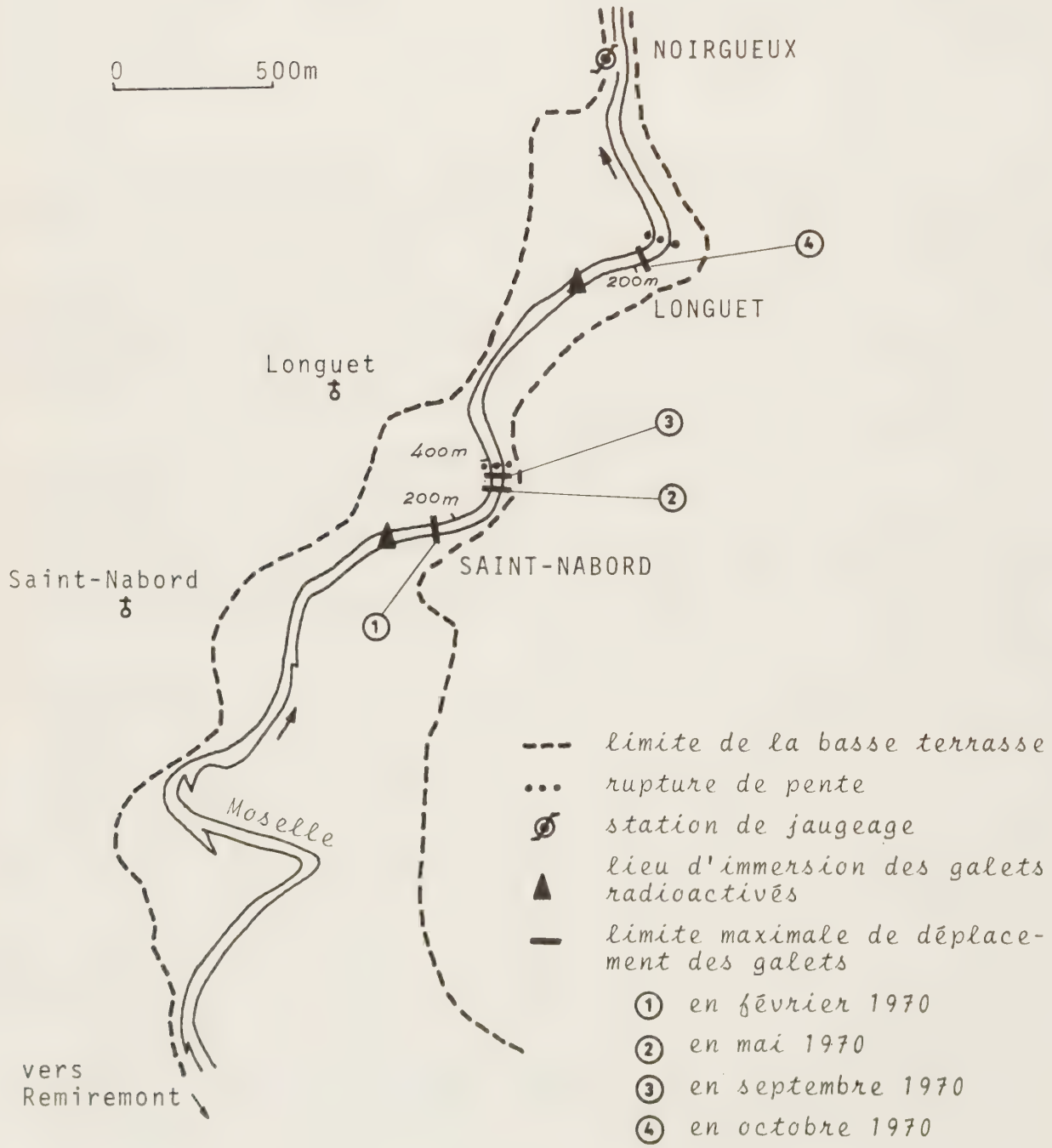
Le marquage des 615 galets prélevés sur le fond du lit et dans les berges a été effectué sur le terrain le 10 décembre 1969 (1). Comme il est nécessaire d'employer un émetteur γ à rayonnement dur, afin de déceler les galets les plus enfouis , et à période suffisante, pour couvrir la durée de l'expérience, c'est finalement le Tantale 182 de 115 jours de période, émetteur de rayons γ compris entre 0,07 et 1,9 Mev, qui a été utilisé (2)

L'immersion des galets a eu lieu le même jour en basses eaux, à la fin d'une période d'étiages assez marqués. 269 galets ont immergés à la station

(1) La granulométrie des galets marqués a été choisie, à dessein, très variée, afin de respecter les caractéristiques des matériaux du lit apparent : diamètre supérieur à 14 cm pour 1% des galets, de 12 à 14 cm pour 3%, de 10 à 12 cm pour 3% également, de 8 à 10 cm pour 10%, de 6 à 8 cm pour 24% et de 4 à 6 cm pour 59 %.

(2) L'activité introduite dans chaque galet était de 133 μCi à la date du 2 décembre 1969.

FIG.121 EXPERIENCE DE TRACEURS RADIO-ACTIFS DANS LA VALLEE DE LA HAUTE MOSELLE, SECTEUR DE SAINT-NABORD ET DU LONGUET.



de Saint-Nabord et répartis sur toute la largeur du lit en 4 tas, 346 l'ont été du Longuet en un seul tas au milieu du chenal.

Trois séries de détection ont eu lieu dans le secteur de Saint-Nabord : les 25 et 26 février 1970, les 20, 21 et 22 mai, les 15 et 16 septembre. Une unique détection fut pratiquée du 13 au 16 octobre dans le secteur du Longuet. (1). La détection de février faisait donc suite aux deux crues assez graves de la Moselle supérieure (2). La détection de mai fut effectuée une dizaine de jours après la montée du cours d'eau qui ne revêtit aucune gravité dans notre zone d'étude (3). Les détections de septembre à Saint-Nabord et d'octobre du Longuet se firent en eaux moyennes.

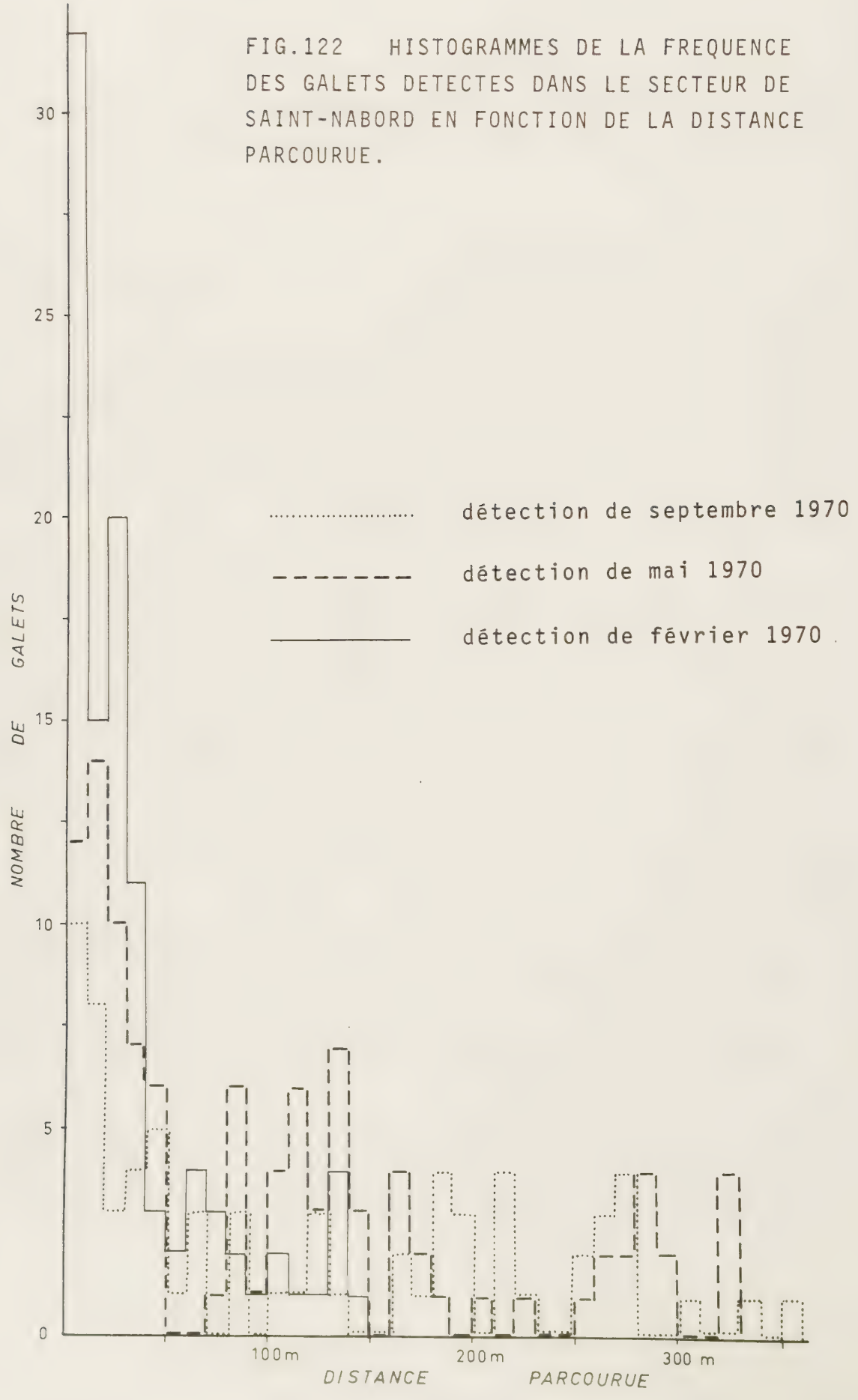
A la suite de la détection de février 1970, 73 galets seulement ont été retrouvés dans le secteur de Saint-Nabord, soit 27% environ du total immergé. La faiblesse du rendement s'explique par les conditions particulières de la détection, pratiquée 2 jours seulement après le maximum de la seconde crue de février, en hautes eaux et par un fort courant. La majorité des galets déplacé soit 66 %, ont été identifiés entre 10 et 35 m, le long des berges (fig. 122). Au-delà de 40 m, les quelques galets détectés l'ont été dans l'axe du lit. Aucun matériel marqué n'a été retrouvé au-delà de 150 m. Il est vraisemblable que de nombreux galets ont été enfouis lors des deux crues successives de février et ils ont pu, de ce fait, passer inaperçus.

(1) Les détections ont été effectuées à l'aide de deux sondes à scintillation comportant un cristal 1" 1/2X1", associées à un ictométre portatif SPP_3. Le signal net est obtenu par soustraction du bruit de fond, lié à la radioactivité naturelle du lit, du signal brut lu au SPP_3. Ce dernier appareil, mesurant avec précision le rayonnement émis par les galets, permet de connaître leur profondeur éventuelle d'enfouissement, car une fonction lie rayonnement et enfouissement.

(2) Lors de la seconde crue de février 1970, la Moselle déborda largement dans son lit majeur et le débit maximal à Noirgueux s'éleva à 410 m3 le 23.

(3) L'écoulement maximal de la Moselle à Noirgueux n'a été ainsi que de 140 m3/s le 12 mai et aucun débordement notable ne se produisit.

FIG.122 HISTOGRAMMES DE LA FREQUENCE DES GALETS DETECTES DANS LE SECTEUR DE SAINT-NABORD EN FONCTION DE LA DISTANCE PARCOURUE.



Lors de la détection de mai 1970, pratiquée après une montée des eaux sans gravité qui n'a pu que remanier les galets entraînés dès février, 104 galets ont été repérés à Saint-Nabord, soit près de 39% du total marqué. Près de la moitié des galets ont été détectés dans les 50 premiers mètres, au centre du lit (fig. 122). Puis, entre 50 et 320m ont été observées des zones sans aucun galet et des zones avec galets, répartis de part et d'autre de l'axe du chenal. Plusieurs galets ont été identifiés entre 320 et 326 m, ils marquaient la fin de la tache radioactive.

La détection de septembre 1970 n'a révélé que peu de modifications par rapport à la répartition précédente, mais 69 galets seulement, soit 25% du total, ont été retrouvés, car les traceurs avaient déjà perdu alors plus de la moitié de leur activité initiale. Une forte proportion de galets a été cette fois encore détectée jusqu'à 50 m des points d'immersion (33%). Les autres galets étaient répartis en petits groupes souvent dans l'axe du lit, séparés entre 50 et 300 m par des zones inactives (fig. 122). Les derniers galets ont été repérés à 350 m et un galet a même été noté vers 360 m, au-delà de la rupture de pente.

La seule détection effectuée dans le secteur du Longuet en octobre 1970 n'a fait que confirmer les observations précédentes (fig. 121). Par suite de l'enfouissement de nombreux galets et de la baisse d'activité des traceurs au moment de la détection, 91 galets seulement ont été retrouvés sur les 346 qui avaient été immergés. Plus de la moitié des galets ont été identifiés entre 1 et 16 m et les autres se répartissaient, souvent dans l'axe du chenal, en taches radioactives séparées par des zones inactives jusqu'à 215 m.

Les détections successives dans le secteur de Saint-Nabord permettent quelques remarques sur les charriages de fond et leurs modalités dans le lit de la Moselle supérieure. Le charriage a été provoqué pour l'essentiel par les deux crues ee février 1970, mais de nombreux galets ont été alors enfouis entre 30 et 50 cm de profondeur. La montée de mai, moins puissante et plus brève, a intéressé surtout les galets restés en surface et elle les a entraînés plus loin. Entre mai et septembre 1970, des hautes eaux relatives n'ont apporté que des retouches mineures à la répartition longitudinale et transversale des matériaux marqués.

Les transports solides de fond sont ainsi discontinus dans le temps et dans l'espace en moyenne montagne océanique ; ils sont purement locaux et étroitement liés aux crues. Ils ne portent en réalité que sur de faibles distances. En effet, si la distance maximale de déplacement a pu atteindre 350 m à Saint-Nabord après trois crues d'ailleurs, la longueur parcourue par le centre de gravité de la tache radioactive (LG) n'était que de 45 m en février et de 102 m en mai (1).

L'expérience a permis également, grâce à la méthode d'intégration dans l'espace, une estimation quantitative du débit de charriage dans le secteur de Saint-Nabord au cours de la saison froide 1969 - 1970 et donc durant l'ensemble de l'année hydrologique 1969 - 1970.

La masse globale de galets charriés entre décembre 1969 et mai 1970 (période T) a été calculée à partir de la formule générale, testée au cours d'expériences précédentes :

$$QT = p.\ l.\ Vm.\ E$$

qui conduit à $QT = 1,6 \times 23 \times 0,50 \times 70 = 1300$ t (2)

Ce résultat a été comparé à celui de diverses formules semi-empiriques, du Meyer-Peter et d'Einstein notamment. La formule de Meyer-Peter est intéressante, en ce sens qu'elle fait appel aux notions de force tractrice "débitante" ou d'entraînement des matériaux et de force tractrice "critique" correspondant au début de charriage de ces matériaux (G. Courtois et R. Mussot, 1969). Elle ne s'applique correctement que dans le cas d'un lit fluvial calibré et offrant une grande

---

(1) LG ou longueur du déplacement du centre de gravité du nuage radioactif est le rapport de la somme des distances parcourues par le nombre de galets détectés. Elle diffère quelque peu, comme l'ont montré les travaux de la Section d'Applications des Radioéléments, de Lm ou longueur moyenne réelle du déplacement de l'ensemble des galets charriés, mais il existe entre LG et Lm une relation étroi

(2) p est la masse spécifique des galets, voisine de 1,6 t/m3. l est la largeur du lit apparent soumis effectivement au charriage, soit 23 m d'après les relevés. Vm = L m est la vitesse débitante ou la longueur moyenne parcourue pendant la période considérée, donc différente de LG ; elle a été évaluée à 70 m. E est l'épaisseur du transport, que les techniques propres aux radio-éléments ont perm d'estimer à o,5o m. Il convient de noter que cette dernière estimation explique pour une bonne part la valeur par excès du charriage sur laquelle nous reviendro

homogénéité granulométrique et que pour un régime de crue bien établi (1).

La formule de Meyer-Peter s'est révélée totalement inapplicable dans le cas de la Moselle supérieure, au lit apparent peu profond et au lit majeur entièrement colonisé par la végétation à Saint-Nabord. Lors de chacune des crues, du fait même de la configuration du lit et de la relative hétérogénéité de ses matériaux, une phase critique d'entraînement non généralisé s'est trouvée réalisée et un triage granulométrique important a été enregistré. De nombreux galets parmi les plus grossiers sont restés, en effet, au voisinage des points d'immersion. G. Courtois et M. Gasnier (1969) s'étaient heurtés au même problème dans le calcul des charriages de fond de la Bruche.

La théorie de charriage d'Einstein repose sur la notion de "probabilité" de mouvement et elle conduit à une équation de charriage dans laquelle interviennent deux fonctions importantes caractéristiques des matériaux charriés et des forces hydrodynamiques. Il ne saurait être question de développer ici cette formule fort compliquée.

Signalons simplement que, selon l'équation d'Einstein, le début d'entraînement effectif des galets de la Moselle à Saint-Nabord correspondrait à un débit voisin de 100 - 110 m3/s et qu'au-delà de 150 à 200 m3/s, par suite de débordement dans le lit majeur, le charriage des galets ne s'accroîtrait plus sensiblement (2). Le débit de débordement coïnciderait donc à peu près avec le débit de début de charriage. Les transports de fond consécutifs aux crues de février et de mai 1970 n'auraient ainsi pas dépassé 800 à 1000t.

Il semble bien que les charriages,calculés à partir de la méthode d'intégration dans l'espace, aient été quelque peu surestimés. Cette évaluation était fondée sur l'hypothèse que le charriage avait été total et qu'il avait intéressé l'ensemble des galets quelle qu'ait été leur granulométrie, ce qui n'a pas été le cas. Un transport de 8000 à 1000 t de galets pour l'année 1969-1970 à Saint-Nabord doit être plus proche de la réalité. Il est possible,

(1) C'est ainsi que la formule de Meyer-Peter a donné d'assez bons résultats pour le Rhône vers le Teil-Donzère, soit 10 à 15 % d'écart seulement avec les charriages "mesurés", (M. Pardé, 1964a).

(2) Selon la théorie d'Einstein, lors des crues beaucoup plus puissantes que celles de février 1970, par exemple en décembre 1947 - janvier 1948, le charriage de galets dans le secteur de Saint-Nabord serait resté également faible, du fait de la configuration particulière des lits apparents et majeur, ce qui semble assez vraisemblable.

néanmoins, que dans des secteurs plus favorables, spécialement entre Jarménil et Epinal, les charriages de fond annuels atteignent des valeurs plus élevés.

Les transports de fond annuels de la Moselle supérieure seraient ainsi du même ordre de grandeur que ceux de certains cours vosgiens, pourtant moins abondants. C'est ainsi que le charriage de Bruche, près d'Urmatt, a pu être estimé par excès à 1730 t de matériaux similaires pour l'hiver 1967 - 1968, qui a comporté 3 crues successives de décembre à janvier (G. Courtois et M. Gasnier, 1969). Par contre, le débit de charriage n'aurait été que de quelques centaines de tonnes, lors du même hiver, pour la Doller à Pont d'Aspach (G. Courtois et M. Gasnier, 1968).

La dégradation spécifique relative aux transports de fond s'élèverait ainsi, dans le bassin de la Moselle supérieure à Noirgueux, à 2,1 t/km2/an, si l'on admet un charriage de 1300 t/an, et à 1,2 t/km2/an, valeur plus vraisemblable, si l'on retient 800 t/an. Les charriages de fond de la haute Moselle sont donc très nettement inférieurs à ses transports en suspension et surtout à ses transports en solution, tout modestes qu'ils soient. Les charriages de fond représentent au plus 1 à 2% des transports solides totaux du cours d'eau, si bien que nous avons pu pratiquement les négliger dans nos estimations précédentes (tableau LXVIII).

Les transports de fond sont ainsi "minimes", au sens de M. Pardé (1954) dans le bassin supérieur de la Moselle comme dans l'ensemble du domaine tempéré océanique, y compris dans les secteurs de moyenne montagne. Les charriages de sables sur le fond de la Loire inférieure, à l'aval d'Ancenis, seraient selon Y. Babonaux (1970) de l'ordre de 200 000t/an, soit une dégradation spécifique voisine de 1,8 t/km2/an. La valeur de 8t/km2/an citée par H. Bremer (1960) pour le Neckar à Gundelsheim, sans indication sur la méthode de mesure employée, paraît nettement surestimée, d'autant que les dégradations spécifiques indiquées par le même auteur pour l'Elbe et pour la Weser sont extrêmement faibles.

Les charriages de fond en milieu tempéré océanique s'apparentent à ceux enregistrés en milieu tempéré continental. La dégradation spécifique de

3t/km2/an avancée par K. Debski (1957) pour le San, affluent de la haute Vistule semble fort élevée et aucune précision n'est fournie, d'ailleurs, sur la granulométrie des matériaux intéressés par ces transports.

Par contre, les valeurs spécifiques caractéristiques de la Moselle et de la plupart des cours d'eau océaniques, généralement voisines de 1t/km2/an, sont largement inférieures à celles enregistrées en haute montagne tempérée qui sont supérieures à 50 sinon parfois à 100t/km2/an (M. Pardé, 1964 a). R. Frécaut, 1964 b).

Les grands organismes fluviaux, dont les bassins comportent un secteur montagnard étendu, assurent également des transports de fond beaucoup plus abondants que les cours d'eau des régions de plaines ou de plateaux. La dégradation spécifique atteint ainsi 10t/km2/an pour le Rhône au Teil et 9 à 10t/km2/an pour le Danube à Vienne (W. Kresser et W. Laszloffy, 1964).

Le Rhin inférieur, quant à lui, ne charrie en moyenne à Lobith que 650 000 à 700 000 t de sables par an, soit une dégradation spécifique voisine de 4 t/km2/an (J. W. Tops, P.J. Wemelsfelder et A. Volker, 1959). Ces matériaux sont d'origine strictement locale et ils proviennent du lit du fleuve incisé dans des nappes alluviales riches en éléments sableux (K. Van Til, 1956 - G. Rossl, 1956) (1). La Moselle ne participe en rien à ces transports du fleuve, du fait de l'extrême faiblesse et de la discontinuité de ses propres charriages de fond.

(1) Tj. H. Van Andel (1950), grâce à une étude minéralogique minutieuse, a pu montrer l'origine géographique très variée des sédiments de fond du Rhin. Mais il s'agit pour l'essentiel de matériaux des lits et donc des basses terrasses entraînés surtout en période de crues.

C O N C L U S I O N

L'étude des transports de fond de la Moselle s'avère ainsi fort délicate, par suite de l'imprécision des diverses méthodes de mesure, mais aussi des caractères originaux de ces transports.

Les matériaux charriés sur le fond, blocs, galets, gravillons et sables, proviennent pour l'essentiel du fond et des berges du lit apparent, parfois aussi, lors de débordements importants, du lit majeur, dans la mesure toutefois où il n'est pas entièrement colonisé par la végétation.

Nous avons employé la plupart des méthodes usuelles de mesure directe, soit des méthodes plus classiques qualitatives ou quantitatives, qui n'ont fourni que des indications très limitées, soit la méthode des traceurs radioactifs qui est susceptible de donner des résultats plus précis.

Dans les stations de Bazimpré et de Péchotté, situées entre Jarménil et Epinal, le marquage à la peinture des matériaux grossiers du lit majeur, lors de l'hiver 1964-1965, a permis de montrer la possibilité d'entraînement de blocs et galets dans des conditions hydrodynamiques favorables. Le plus souvent, des crues modestes, comme celles de la saison froide envisagée, ne déterminent que des retouches de détail et le départ des matériaux les moins grossiers, gravillons ou sables.

L'implantation de nasses à prélèvement dans le lit apparent de la Moselle à Péchotté n'a pas apporté non plus d'indications précises. Certes, après deux crues moyennes en mars et en avril, il a été possible de capturer des sables grossiers, des gravillons et des galets ayant transité sur le fond, mais il ne pouvait être question de déduire de ces résultats fragmentaires des conclusions sur les distances parcourues par les matériaux et surtout sur les tonnages effectifs des charriages.

L'insuffisance de ces données nous a incité à tenter l'emploi de traceurs radioactifs. Il nous a fallu attendre en fait l'hiver 1969-1970 pour mener à bien cette expérience, par suite de difficultés techniques.

Les secteurs de Saint-Nabord et du Longuet, situés directement à l'amont de la moraine de Noirgueux, ont été retenus pour des raisons d'ordre pratique et géomorphologique. L'expérience a porté sur la saison froide 1969 - 1970, qui a connu deux graves crues en février 1970 et une crue plus modeste en mai, et en réalité sur l'ensemble de l'année hydrologique 1969 - 1970.

Trois campagnes de détection des galets marqués à Saint-Nabord et une seule au Longuet ont donné des renseignements qualitatifs intéressants sur les modalités d'entraînement et de charriage dans le cadre du lit apparent. Si les distances maximales de déplacement des galets ont pu atteindre, à la suite des crues, 200 à 350 m, la longueur moyenne parcourue n'a pas dépassé 100 m. Les transports de fond de la Moselle supérieure sont donc purement locaux, discontinus dans l'espace et dans le temps et liés étroitement aux périodes de crues.

Par ailleurs, ces transports sont extrêmement faibles. Grâce à la méthode d'intégration dans l'espace, l'expérience a permis également une estimation par excès du débit solide charrié au cours de l'hiver 1969-1970, soit 1300 t. Cette valeur a été ramenée à 800 - 1000 t par comparaison aux résultats de certaines formules semi-empiriques, dont celle d'Einstein. La dégradation spécifique relative aux transports de fond s'élèverait ainsi dans le bassin supérieur de la Moselle à 1,2 t/km2/an, valeur que l'on retrouve pour de nombreux bassins océaniques des régions de plaines, de plateaux et de moyennes montagnes.

A partir de ces quelques expériences se sont donc trouvés confirmés les caractères originaux des transports de fond en milieu tempéré océanique. Ces transports ne reflètent en général que de simples remaniements des lits fluviaux. Ce ne sont que des crues exceptionnelles et catastrophiques qui peuvent apporter des modifications plus durables à la morphologie des lits, entraînant par la même des charriages abondants, mais vraisemblablement limités dans leur déplacement. Or, lors de tels cataclysmes, les méthodes classiques tout comme la méthode des traceurs radioactifs s'avèreraient très cer-

tainement inapplicables, par suite de la détérioration des nasses et de l'enfouissement des traceurs. Ces transports paroxysmaux ne pourraient être qu'estimés à posteriori en fonction de l'évolution effective des lits.

Les transports de fond sont donc "minimes" en milieu tempéré océanique, y compris dans les secteurs de moyenne montagne. Ils ne représentent qu'un très faible pourcentage des transports solides totaux. Nous avons pu estimer ainsi à plus de 600 000t par an les transports totaux naturels de la Moselle moyenne à Toul. Les charriages de fond sont pratiquement négligeables, les transports en suspension n'excèdent pas 10 % de l'ensemble et les transports en solution sont largement prédominants, traduisant par là même l'efficacité de l'usure chimique des versants dans notre bassin (1).

(1) Il nous semble néanmoins contestable de tenter de chiffrer, à partir de données aussi limitées, la vitesse moyenne annuelle de l'érosion actuelle, ainsi que l'ont proposé certains auteurs (J. Corbel, 1959, 1962 et 1964 - F. Fournier, 1960 b), d'autant que les transports en solution, les plus abondants dans le bassin de la Moselle, sont liés à une érosion chimique interne et ne reflètent nullement une quelconque ablation sur les versants.

CONCLUSION GENERALE

La Moselle apparaît comme tout à fait caractéristique du domaine tempéré océanique et son étude nous a permis d'esquisser les principaux traits de l'hydrologie et de la dynamique fluviales en ce milieu. Cependant, les divers aménagements hydrauliques et les implantations urbaines et industrielles réalisées dans le bassin mosellan ont apporté d'importantes modifications aux conditions naturelles de l'écoulement liquide et solide, limitant ainsi notre champ d'investigation.

L'étude du régime de la Moselle, que nous avons comparé systématiquement à celui de nombreux organismes fluviaux européens, a mis en évidence les caractères essentiels de l'hydrologie fluviale en milieu tempéré océanique, tout en soulignant les particularités de ce cours d'eau.

L'inégalité de l'équipement hydrométrique de notre bassin et les insuffisances de la documentation ont toutefois compliqué cette tâche. Si les séries de hauteurs d'eau sont assez longues et remontent en la plupart des stations à la fin du XIXe siècle, les séries de débits sont en général assez brèves, sauf à la station de Cochem sur la Moselle inférieure, qui résume correctement les données de l'écoulement à l'issue du bassin.

L'abondance annuelle, élément éminemment géographique du régime fluvial, a été, à dessein, longuement analysée. L'abondance absolue de la Moselle à Cochem est fort honorable, voisine de 298 m3/s, elle place le cours d'eau en seconde position parmi les affluents du Rhin. L'abondance spécifique à la même station est certes modérée avec 10,9 l/s/km2, mais supérieure à celle des cours d'eau des régions de plaines et de plateaux. Cette valeur, relativement élevée pour le milieu tempéré océanique, s'explique par une double influence montagnarde, à l'amont et à l'aval du bassin.

De même, la variabilité des modules particuliers de la Moselle est moins prononcée que pour la plupart des organismes fluviaux non soumis à une influence montagnarde. Le rapport des modules extrêmes (4,4) et le coefficient de variation (0,27) de la Moselle à Cochem sont modérés. La distribution des modules particuliers dans le temps est légèrement dissymétrique, mais moins nettement que pour la Loire à Blois, par exemple. Les fluctuations des modules globaux partiels sont également plus limitées que dans le cas de nombreux cours d'eau océaniques.

Le bilan moyen annuel de l'écoulement de la Moselle à Cochem laisse apparaître une valeur assez élevée du coefficient d'écoulement, soit 42 %, nettement supérieure à celle enregistrée pour les cours d'eau exclusivement de plaine. Le rôle des bassins montagnards d'amont et d'aval est là encore indéniable ; le coefficient moyen annuel de l'écoulement y atteint fréquemment 40 à 50% et peut s'élever jusqu'à 80%, alors qu'il ne dépasse que rarement 30% sur le Plateau Lorrain. Le déficit moyen annuel de l'écoulement diffère, quant à lui, assez peu de celui que l'on observe en plaine : il oscille entre 400 et 550 mm.

Le régime saisonnier à Cochem montre, par ailleurs, l'appartenance de la Moselle à la famille des cours d'eau océaniques à alimentation pluviale. Il laisserait penser à priori à une véritable pondération, mais la Moselle connait suivant les années une immodération et une irrégularité certaines, moins prononcées cependant que dans le cas des cours d'eau de plaine.

Les variations saisonnières des débits traduisent toutefois des nuances assez marquées dans notre bassin. Alors que les cours d'eau vosgiens possèdent un régime pluvio-nival, les affluents issus de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan sont caractérisés par un régime pluvial à nette influence nivale, tandis que les cours d'eau du Plateau Lorrain ont un régime à alimentation liquide quasi exclusive. En définitive, la Moselle reste marquée par une influence nivale secondaire jusqu'à sa confluence avec le Rhin.

L'étude des extrêmes nous a permis d'approfondir les caractères d'immodération et d'irrégularité du régime pluvial océanique.

Les graves étiages de saison chaude, tels ceux de 1921, de 1947, de 1949, de 1959 et de 1964, ont fait l'objet d'une attention particulière ; ils reflètent assez bien les faibles possibilités d'accumulation en eaux souterraines dans le bassin mosellan. Engendrés par des sécheresses exceptionnelles lors de grands étés, ils témoignent aussi de l'irrégularité fondamentale de l'écoulement en milieu tempéré océanique. Le débit minimal absolu de la Moselle doit être voisin de 25 m3/s ; l'écoulement minimal spécifique tombe alors à moins d'un l/s/km2, valeur assez proche de celle enregistrée sur la Seine ou sur la Saône.

Les étiages de saison froide, moins prononcés et moins durables, sont cependant fort originaux en milieu océanique, car ils surviennent à une période habituelle de hautes eaux. Glaces fluviales et étiages hivernaux accompagnent les grands hivers froids et secs.

Nous n'avons retenu dans notre étude que les crues d'une certaine gravité, entrainant des débordements importants, tant en saison chaude qu'en saison froide.

Les crues estivales de la Moselle sont rarement généralisées à l'ensemble du bassin et ne revêtent alors qu'une puissance toute moyenne. Seules les crues récentes d'octobre 1930 et de mai 1970 ont été réellement graves. La plupart des intumescences de saison chaude sont dûes à des averses orageuses locales ; elles peuvent être très brutales, mais n'ont qu'une faible répercussion sur le collecteur principal.

Comme la plupart des cours d'eau océaniques voisins, la Moselle enregistre en saison froide des montées beaucoup plus graves. De fréquence fort variée, les crues hivernales sont beaucoup plus rapides qu'en été et leur puissance effective tient à l'abondance et à la répartition spatiale des averses, au rôle de la fusion nivale, au degré de saturation des sols, à la plus ou moins grande concordance des flots de la Moselle et de ses principaux affluents, de la Sarre spécialement. La puissance de la plus forte crue connue de la Moselle, en décembre 1925 - janvier 1926, a été largement supérieure, avec 4 100 m3/s et 151 l/s/km2, à celle de la crue-record de la Seine et voisine de celle des crues maximales de la Weser et de la Saône. La puissance fort honorable des crues graves de la Moselle, avec un coefficient A de 15 à 25, tient aux valeurs élevées des coefficients globaux d'écoulement qui varient de 70 à 80 % à Cochem.

Sensible surtout lors des crues, l'influence de la Moselle sur le régime du Rhin inférieur devait être envisagée cependant dans son ensemble. Les apports de la Moselle accroissent de près de 20% le module brut du fleuve et ils contribuent à atténuer la décroissance de son abondance spécifique. C'est, d'autre part, à Coblence que le régime nivo-pluvial par combinaison du fleuve se transforme en un régime nettement pluvio-nival.

Par ailleurs, si la Moselle ne joue qu'un rôle assez secondaire dans l'écoulement du fleuve en régime d'étiages, surtout en saison chaude, son rôle apparaît comme déterminant lors des grandes crues rhénanes océaniques d'hiver. Les apports de la Moselle représentent alors de 32 à 37% du maximum véhiculé par le Rhin à l'aval de Coblence et leurs effets se font sentir jusqu'aux Pays-Bas.

L'étude des transports solides de la Moselle nous a permis de définir l'importance respective de chacun des types de transport en milieu tempéré océanique, les résultats de nos mesures ayant confirmé largement les données déjà acquises.

Les transports en solution prédominent dans tous les bassins, quelque soit leur nature lithologique ; ils représentent près de 90% des transports solides totaux. Faible dans les bassins cristallins et gréseux (40 à 50 mg/l), la salinité des eaux naturelles est plus forte dans les secteurs calcaires et marno-calcaires (200 à 600 mg/l), Les valeurs de la dégradation spécifique liée à l'érosion chimique varie ainsi de 50 à plus de 300 t/km2/an. Ces transports sont continus tout au long de l'année hydrologique, mais la salinité est minimale en saison froide et maximale en saison chaude, surtout en période d'étiages.

Les transports en suspension sont plus faibles et plus variables que les transports en solution. La turbidité naturelle des eaux fluviales est plus élevée dans les régions à couverture saisonnière développée (30 à 60 mg/l) que dans les régions où domine une couverture végétale permanente

(10 mg/l). La turbidité spécifique des eaux, comprise entre 5 et 25 t/km2/an, traduit la faible efficacité de l'érosion mécanique, du moins au niveau des versants. Les variations saisonnières de la turbidité sont, par ailleurs, inverses de celles de la salinité et c'est lors des crues hivernales que l'on observe les valeurs maximales (150 mg/l).

Les transports de fond sont "minimes" même en moyenne montagne océanique. Ils ne constituent qu'un très faible pourcentage des transports solides totaux. La dégradation spécifique relative à ces transports serait au plus de 1t/km2/an. Les charriages des matériaux grossiers sont, d'autre part, totalement discontinus dans le temps et dans l'espace.

Nous avons signalé, tout au long de ce travail, le caractère artificiel de l'écoulement liquide et solide en maints secteurs du bassin. Depuis la fin de XIXe siècle, en effet, les implantations urbaines et industrielles, de même que les aménagements hydrauliques ont faussé les conditions naturelles de l'hydrologie et de la dynamique fluviales.

Les prélèvements et les rejets d'eau perturbent l'écoulement de la Moselle et de cartains de ses affluents. Les exhaures des mines de fer et de charbon sont responsables du "régime influencé" de l'Orne, de la Fensch, de la Bisten et de la Rosselle. Les ponctions faites dans la Moselle, à l'amont de Toul, ou dans sa nappe alluviale, à l'aval de Metz, en vue de l'alimentation en eau des agglomérations nancéienne et messine, de même que celles destinées au remplissage de canaux à partir de la Sarre modifient également le régime naturel de ces cours d'eau.

Les barrages - réservoirs de la Ruwer, de la Sûre et du Rupt de Mad ont des conséquences identiques. L'implantation de petits lacs de retenue dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle, destinés à soutenir les débits indigents d'étiages, aggravera à brève échéance le caractère artificiel du cours d'eau.

A une échelle plus vaste, l'aménagement de la Moselle, terminé en 1964 entre Thionville et Coblence et en voie d'achèvement entre Neuves-Maisons et Thionville, rendra difficile toute mesure hydrométrique.

Cet aménagement doit, en effet, permettre demaintenir, grâce à la création de plans d'eau, un débit minimal assurant une navigation à gabarit rhénan même lors des plus graves étiages. C'est seulement en période de crues, lorsque les barrages seront couchés, que le cours d'eau retrouvera temporairement ses conditions d'écoulement véritables.

D'autre part, la pollution chimique et minérale des eaux par les collectivités et les industries pose de délicats problèmes à la recherche en dynamique fluviale et enlève toute signification géographique aux mesures de salinité et de turbidité dans les zones affectées.

Dans les bassins moyen et inférieur, les eaux de la Meurthe à l'aval de Rosières-aux-Salines, de la Moselle à l'aval de la confluence de la Meurthe, de la Seille à l'aval de Dieuze et de la Sarre à l'aval de Sarralbe sont polluées par les effluents chlorurés des salines et surtout des soudières. La Moselle aggrave donc par ses apports en sels la pollution des eaux du Rhin, déjà sensible en Alsace.

Les rejets de schlamms dans les eaux de la Rosselle par les Houillères du Bassin de Lorraine affectent gravement la Sarre moyenne et inférieure et, par là-même, la Moselle inférieure et le Rhin.

La Moselle, comme de nombreux cours d'eau des régions industrialisées, voit ainsi son écoulement liquide et solide gravement perturbé par l'Homme. Prélèvements, stockages et rejets d'eaux, le plus souvent usées, modifient sensiblement les caractères naturels de l'hydrologie et de la dynamique fluviales.

S O U R C E S E T D O C U M E N T S

PROFILS EN LONG

- Längsschnitt der Mosel von der Mündung bis Diedenhofen. Wasser - und Schiffahrtsdirektion, Mainz.
- Längsschnitt der unteren Saar von Güdingen bis zur Mündung (Konz). Wasser - und Schiffahrtsamt, Saarbrücken.
- Längsschnitt der Sauer von Wallendorf bis zur Mündung (Wasserbillig). Wasserwirtschaftsamt, Trier.
- Profils en long de la Moselle et de ses principaux affluents (58 planches). Institut Géographique National, Service du Nivellement, Saint-Mandé.

LITHOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

- Atlas des eaux souterraines de la France. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 1970.
- Carte des nappes d'eau souterraine de la France (1/1 000 000e). Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Paris, 1964.
- Carte géologique de la France au 1/80 000e. Service de la Carte Géologique de la France, Paris.
- Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000e. Service de la Carte Géologique de la France, Paris.
- Carte géologique du Grand Duché de Luxembourg au 1/25 000e. Service Géologique du Luxembourg.
- Morpholithologie. Planche 10 A de l'Atlas de l'Est, publiée par J. Tricart. Berger-Levrault et Istra, Nancy et Strasbourg.
- Geologische Karte des Saarlandes (1/50 000e). Geologische Landesanstalt des Saarlandes, Saarbrücken, 1955.
- Geologische Übersichtkarte von Deutschland (1/200 000e). Reichstelle für Bodenforschung, Wiesbaden.

CLIMATOLOGIE

I ATLAS ET CARTES CLIMATIQUES

- Climat. Planche 12 A de l'Atlas de l'Est, publiée par A. Godard. Berger-Levrault et Istra, Nancy et Strasbourg.
- Klima - Atlas von Rheinland - Pfalz. Deutscher Wetterdienst, Bad Kissingen, 1957, 77 cartes et 9 diagr..
- Mittlerer Jahres - und Winterniederschlag 1891-1930 nach Flussgebieten. Feuilles de Karlsruhe et de Köln. Amt für Landeskunde, Remagen, 1953.
- Mittlere Niederschlagssummen (mm) für die Bundesrepublik Deutschland. Jahr und Hydrologische Halbjahre. Zeitraum : 1891-1930 (1/1 000 000e). Deutscher Wetterdienst, Offenbach-am-Main, 1960.

II ANNUAIRES ET PUBLICATIONS DIVERSES

ALLEMAGNE

- Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen. Königliches Preussisches Meteorologisches Institut, Berlin (1885-1918).
- Jahrbuch der bayerischen Landstelle für Gewässer. Beobachtungen der meteorologischen Stationen in Bayern. München (1900-1936) (1).
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Preussisches Meteorologisches Institut, Berlin (1919-1932).
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Reichsamt für Wetterdienst, Berlin (1933-1936).
- Klimakunde des Deutschen Reiches. Berlin, D. Reimer - Verlag, 1939, 560 p., tab., 2 cartes h.-t..
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Deutscher Wetterdienst, Bad Kissingen. Années 1937-1944 publiées de 1948 à 1955.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Gebiet der ehemaligen französischen Besatzungszone. Deutscher Wetterdienst, Offenbach-am-Main. Années 1945-1951 publiées en 1960.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Saarland : 1945-1955. Deutscher Wetterdienst, Offenbach-am-Main, 1961.

(1) Certaines stations climatologiques de l'Est de la Sarre et du Palatinat appartenaient avant 1918 à l'Etat de Bavière.

- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Deutscher Wetterdienst, Offenbach-am-Main (depuis 1952).
- Monatsbericht des deutschen Wetterdienstes für Rheinland-Pfalz und Saarland. Wetteramt, Trier (depuis 1952).

BELGIQUE

- Bulletin Climatologique Mensuel. Institut Royal Météorologique de Belgique, Bruxelles - Uccle (depuis 1928).
- Annuaire Climatologique de Belgique. Id. (depuis 1956).

FRANCE (1)

- Nouvelles Météorologiques. Paris (1874-1876).
- Annales du Bureau Central Météorologique. Paris (1877-1913).
- Bulletin Réduit. Paris (1914-1920).
- Bulletin Annuel de l'Office National Météorologique. Paris (1921-1936).
- Bulletin Réduit. Paris (1937-1945).
- Bulletin Annuel de l'Etablissement Central de Météorologie. Paris (depuis 1946).
- Résumé Mensuel du temps. Paris (depuis 1940).
- Tableau Climatologique Mensuel. Paris (depuis 1958).
- Moyennes mensuelles et annuelles des hauteurs de précipitations en France d'après les observations de trente années (1901-1930). Mét. Nat., Paris, 1950, 71 p..
- Décennie 1946-1955. Température moyenne, moyenne des maximums, moyenne des minimums. Mét. Nat., Paris, 1956, 18 p..
- Températures normales. Période 1921-1950. Moyenne des maximums et moyenne des minimums. Mét. Nat., Paris, 1956, 18 p..
- Normales mensuelles et annuelles des hauteurs de précipitations en France. Période 1921-1950 pour 700 stations sélectionnées. Mét. Nat., Paris, 1959, 27 p..

(1) Il convient de signaler également les bulletins des diverses commissions météorologiques départementales, dont la durée de parution a été très brève : de 1880 à 1920 pour la Meurthe-et-Moselle, de 1883 à 1890 et de 1930 à 1936 pour la Meuse, de 1927 à 1938 pour la Moselle, de 1884 à 1912 pour les Vosges.

"ALSACE-LORRAINE"

- Beobachtungen der atmosphärischen Niederschläge in Elsass-Lothringen während der Jahre 1874 bis 1882. Direktion der Meteorologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Strassburg, 1883.
- Deutsches Meteorologisches Jahrbuch Elsass-Lothringen. Id. (1883-1918).
- Annuaire de l'Institut de Physique du Globe. Première Partie : Météorologie. Strasbourg (depuis 1919).

LUXEMBOURG

- Annuaire Météorologique et Hydrographique du Grand Duché de Luxembourg. Service Météorologique et Hydrographique National du Grand Duché, Luxembourg (depuis 1950).

III ARCHIVES

ALLEMAGNE

Deutscher Wetterdienst - Klima Abteilung - Offenbach-am-Main.

- Valeurs moyennes journalières, mensuelles et annuelles des températures atmosphériques. Valeurs extrêmes. Relevés des stations des groupes I et II.
- Totaux pluviométriques journaliers, mensuels et annuels. Relevés des stations principales (groupes I et II) et des stations pluviométriques (groupe III).
- Jours avec sol couvert de neige. Hauteur maximale et dates extrêmes d'enneigement. Relevés des stations principales.

BELGIQUE

Institut Royal Météorologique de Belgique - Service Climatologique - Bruxelles - Uccle.

- Totaux pluviométriques journaliers, mensuels et annuels. Relevés de diverses stations.

FRANCE

Météorologie Nationale - Division de Climatologie - Paris.

- Valeurs moyennes journalières, mensuelles et annuelles des températures atmosphériques. Valeurs extrêmes. Relevés des stations M.N. et de quelques stations bénévoles.
- Totaux pluviométriques journaliers, mensuels et annuels. Relevés des stations principales (M.N.) et des stations pluviométriques (bénévoles).
- Jours avec sol couvert de neige. Hauteur maximale et dates extrêmes d'enneigement. Relevés des stations principales

et de quelques stations bénévoles.

LUXEMBOURG

Service Météorologique et Hydrographique National - Luxembourg.

- Totaux pluviométriques journaliers, mensuels et annuels. Relevés de diverses stations.

COUVERTURE VEGETALE

ALLEMAGNE

Statistisches Landesamt Rheinland - Pfalz - Bad - Ems.

- Gemeindes Statistik Rheinland - Pfalz. Teil IV : Betriebstruktur der Landwirtschaft.

Statistisches Amt des Saarlandes - Saarbrücken.

- Statistische Berichte des Statistischen Amtes des Saarlandes. Die Kultur - und Fruchtarten in den land - und forstwirtschaftlichen Betrieben des Saarlandes.

FRANCE

Direction Régionale de l'I.N.S.E.E. - Nancy.

- Répartition de la superficie du territoire agricole.

LUXEMBOURG

Administration des Eaux et Forêts - Luxembourg.

- Statistiques générales.

Administration des Services Agricoles - Luxembourg.

- Statistiques générales.

HYDROLOGIE

I ANNUAIRES

ALLEMAGNE

- Die Wasserstände des Rheins und der Nebenflüsse Neckar, Main und Mosel von 17. Februar bis 31. Juli 1884. Königlische Preussische Rheinstrombaudirection, Koblenz, 1885, 57 p..

- Jahrbuch der Gewässerkunde Nord-deutschlands. Preussische Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellement, Berlin (1901-1936).
- Jahrbuch für die Gewässerkunde des Deutschen Reiches. Reichsanstalt für Gewässerkunde, Berlin (1937-1945).
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch - Rheingebiet. Landesamt für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz, Mainz (depuis 1946).
- Ergänzungsheft zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch für das Land Rheinland-Pfalz. Landesamt für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz, Mainz (depuis 1955).
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Allgemeiner Teil. Abflussjahre 1951-1955. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 1960, 127 p., fig. et tab..
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Allgemeiner Teil. Abflussjahre 1956-1960. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 1966, 156 p., fig. et tab..

BELGIQUE

- Annuaire Hydrologique de Belgique. Commissariat Royal au problème de l'Eau, Bruxelles (depuis 1966).

FRANCE

- Annuaire Hydrologique de la France. Société Hydrotechnique de France, Paris (depuis 1939).
- Stations de Jaugeage exploitées par les Circonscriptions Electriques. Ministère de l'Industrie, Direction du Gaz et de l'Electricité, Paris (depuis 1961).

LUXEMBOURG

- Annuaire Météorologique et Hydrographique du Grand Duché de Luxembourg. Op. cité.

PAYS-BAS

- Jaarboek der Waterhoogten, Afvoeren, Windgegevens en Watertemperaturen. Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, s'Gravenhage (depuis 1950).

II ARCHIVES

ALLEMAGNE

Bundesanstalt für Gewässerkunde - Koblenz.

- Mittlere Wasserstandesganglinie 1901-1935 am Pegel Trier (Mosel).
- Wasserstandestabellen 1829-1901 : Trier (1829-1901) - Besch (1832-1900) - Mehring (1832-1900) - Bernkastel-Cues (1832-

1900) -Saarlouis (1832-1900) - Saarburg (1832-1900) - Millery (1891-1901) - Metz-Pont des Morts (1891-1901).

Wasser - und Schiffahrtsdirektion - Mainz.

- Courbes de tarage, tableaux hauteurs d'eau - débits, vitesses aux stations de jaugeage de Besch, de Trier, de Mehring et de Cochem (Moselle).
- Résultats détaillés de jaugeages en diverses stations de la Moselle depuis 1901.
- Hydrogrammes de crues en diverses stations du Rhin et de ses principaux affluents : décembre 1947 - janvier 1948, janvier 1955, mars 1956, février 1958 et janvier 1959 (hauteurs d'eau).
- Hydrogramme de crue de la Moselle à Cochem en décembre 1925 - janvier 1926 (hauteurs d'eau).
- Hauteurs d'eau et débits journaliers et horaires en diverses stations de la Moselle inférieure et de ses principaux affluents en période de crues depuis 1901.
- Valeurs moyennes journalières, mensuelles et annuelles des températures des eaux de la Moselle à Cochem.

Landesamt für Gewässerkunde Rheinland-Pfalz - Mainz.

- Courbes des débits moyens mensuels de différentes sources (depuis 1953).
- Courbes des niveaux piézométriques moyens mensuels de différents puits (depuis 1952).
- Courbes de tarage, tableaux hauteurs d'eau - débits, vitesses à la station de jaugeage de Bollendorf (Sûre).

Wasser - und Schiffahrtsamt - Saarbrücken.

- Courbes de tarage, tableaux hauteurs d'eau - débits, vitesses aux stations de jaugeage de Saarburg et de Mettlach (Sarre).
- Hydrogramme de crue de la Sarre à Saarbrücken en décembre 1947 (hauteurs d'eau).
- Valeurs moyennes journalières, mensuelles et annuelles des températures des eaux de la Sarre moyenne et inférieure en 7 stations.

Stadtverwaltung Trier - Cochem - Koblenz

- Cartes des zones d'inondation lors de quelques graves crues postérieures à 1901.

FRANCE

Circonscription Electrique Est-Dijon

- Courbes de tarage, tableaux hauteurs d'eau - débits, vitesses aux différentes stations de jaugeage de la Moselle supérieure et moyenne et de ses principaux affluents.

Service de la Navigation - Nancy

- Hauteurs d'eau journalières aux différentes stations limnimétriques de la Moselle supérieure et moyenne et de ses

principaux affluents. Dossiers 108 à 113 (depuis 1857).
- Courbes de tarage et résultats de jaugeages à Toul et à Pont-à-Mousson (Moselle), à Malzéville (Meurthe) en 1900.
- Moyennes journalières des hauteurs d'eau de la Moselle à Millery (1899-1913).
- Courbes des hauteurs d'eau classées en 18 stations limnimétriques de la Moselle (1948-1958).
- Hydrogrammes de crues de la Moselle à Epinal, à Toul et à Millery, du Madon à Mirecourt, de la Meurthe à Lunéville et à Malzéville de 1923 à 1955.
- Profils en long de la Moselle de Flavigny à Apach lors des crues de janvier 1895, de janvier 1910, de novembre 1910, de décembre 1919, de décembre 1947 - janvier 1948.
- Plan des zones inondées en décembre 1947 - janvier 1948 dans les vallées de la Moselle de Remiremont à Apach, de la Moselotte de Saulxures à la confluence, de la Meurthe de Raon-l'Etape à la confluence.
  Service des Ponts et Chaussées - Epinal.
- Hauteurs d'eau journalières de la Moselle à Remiremont et à Epinal (depuis 1885).
- Moyennes journalières des hauteurs d'eau de la Moselle à Epinal (1858-1894 et 1890-1927).
- Recherches sur le régime de la Moselle à Remiremont et à Epinal. 1886, 15 p..
- Note sur le régime de la Moselle à Epinal et à Remiremont. 1889, 13 p..
- Hydrogrammes de crue de la Moselle à Remiremont et à Epinal en décembre 1947 et en janvier 1955 (hauteurs d'eau).
  Services municipaux d'Epinal, de Nancy, de Metz et de Thionville.
- Cartes des zones d'inondation lors de quelques graves crues postérieures à 1901.

LUXEMBOURG

Service Météorologique et Hydrographique National - Luxembourg
- Valeurs moyennes journalières, mensuelles et annuelles des températures des eaux de la Sûre en 3 stations.

PAYS-BAS

Rijkswaterstaat Directie Waterhuishouding en Waterbeweging. Hydrometrische Afdeling - s'Gravenhage.
- Hauteurs d'eau et débits journaliers et horaires en diverses stations du Rhin inférieur (Lobith), du Waal (Nijmegen et Tiel), du Lek (Pannerden et Arnhem) et de l'Ijssel (Doesburg et Kampen) depuis 1901.

TRANSPORTS SOLIDES FLUVIAUX

ALLEMAGNE

Bundesanstalt für Gewässerkunde - Koblenz.

- Analyses physico-chimiques mensuelles des eaux de la Moselle et du Rhin à Koblenz (1).
- Analyses mensuelles de la turbidité des eaux de la Moselle (Trier et Lehmen) et de la Sarre (Saarbrücken, Mettlach et Saarburg).

Internationale Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung - Koblenz.

- Analyses physico-chimiques mensuelles des eaux du Rhin en 9 stations (2).

FRANCE

Institut de Recherches hydrologiques de Nancy.

- Analyses physico-chimiques des eaux de la Moselle (Liverdun, Millery, Thionville et Sierck), de la Meurthe (Azerailles, Rehainviller, Rosières-aux-Salines et Art-sur-Meurthe), de la Seille (Cheminot), de la Sarre (Keskastel), de la Rosselle (Petite-Rosselle) et de la Nied (Niedwelling), effectuées mensuellement pour le compte de l'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse" - Division "Epuration-Pollution" (3).

Service Régional de l'Aménagement des Eaux en Lorraine - Metz.

- Analyses physico-chimiques apériodiques des eaux de la Seille (Dieuze, Vic, Attiloncourt, Aulnois et Magny) (3).

LUXEMBOURG

Laboratoire de l'Etat - Luxembourg.

- Analyses physico-chimiques apériodiques des eaux de la Moselle (Schengen, Remich, Grevenmacher et Temmels) et de la Sûre (Martelange, Moulin de Bigonville, Esch, Michelau, Ingeldorf, Gildorf, Echternach, Rosport et Wasserbillig) (3).

---

(1) Les résultats relatifs à la Moselle sont publiés régulièrement depuis 1956 dans le "Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch - Rheingebiet".

(2) Les résultats concernant le Rhin sont publiés régulièrement depuis 1953 dans le "Bericht über die physikalisch-chemische Untersuchung des Rheinwassers" et également depuis 1961 dans les "Zahlentafeln der physikalisch-chemischen Untersuchungen des Rheins sowie der Mosel/Koblenz".

(3) Toutes ces stations sont reportées sur la carte II hors-texte.

B I B L I O G R A P H I E

ACTES DU COLLOQUE DE TUCSON, 1969. - L'utilisation des calculatrices analogiques et des ordinateurs en hydrologie fluviale. Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci. et U.N.E.S.CO., 2 vol., 755 p. (Publ. n° 80 et 81).

ANDEL (Tj. H. van), 1950. - Provenance transport and deposition of Rhine sediments. Thèse Groningen, Wageningen, 129 p., 28 tab., 44 fig.

ANGOT (A.), 1897. - Etudes sur le climat de la France. Température. Première Partie : Stations de comparaison. Paris, A. Bur. Centr. Mét., t. I, p. 93 - 170.

ANGOT (A.), 1900. - Etudes sur le climat de la France. Température. Deuxième Partie : Stations de comparaison. Ibid., t. I., p. 38 - 118.

ANGOT (A.), 1903. - Etudes sur le climat de la France. Température. Troisième Partie : Température moyenne. Ibid., t. I, p. 119 - 232.

ANGOT (A.), 1904. - Etudes sur le climat de la France. Température. Quatrième Partie,: Températures extrêmes, jours de gelée. Ibid., t. I, p. 157 - 294.

ANGOT (A.), 1919. - Etudes sur le climat de la France. Régime des pluies. Région du Nord et de l'Est. Ibid., t. I, p. 71 - 216.

ANGUENOT (F.), CAIVEAU (G.), ARNOULD (P.) et FRECAUT (R.), 1971.- Etude de charriage de la haute Moselle au moyen de galets radioactifs (Site du Longue et de Saint-Nabord). C.E.A., C.E.N., Saclay, Dép. radioéléments, 27 p. dactylog., 12 fig., 4 pl. h. t.

ARLERY (R.), 1953. - Quelques remarques à propos de l'application des conceptions de Thornthwaite à une classification des climats de la France. Paris, Mém. et Tr., Soc. Hydrot. France, vol. 2, p. 123 - 126, 3 fig.

ARLERY (R.), 1956.- A propos des froids exceptionnels de février 1956 en France. Météorologie, Paris, n° 41, p. 159 - 170, 12 fig.

ARLERY (R.), 1961. - La durée d'insolation en France (1946 - 1960). Paris, Monogr. Mét. Nat., n° 24, 24 p., fig. et tab.

ARLERY (R.), GARNIER (M) et LANGLOIS (L.), 1955. - Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. Paris, Mét. Nat., Notice instruct. techn. D. 1154, 27 p., 26 fig.

AUSSENAC (G.), 1968. - Interception des précipitations par le couvert forestier. A. Sci. forest., Paris, vol. 25, n° 3, p. 135 - 156, 8 fig.

AUSSENAC (G.), 1969. - Influence du couvert forestier sur les précipitations R. Forest. franç., Nancy, n° 7, p. 631 - 635, 1 fig., 2 tab.

AUSSENAC (G.) et BECKER (M), 1968. - Ecologie d'un massif sur sols hydromorphes : la forêt de Charmes (Vosges). A. sci. forest, Paris, vol. 25, n° 4, p. 291 - 332, 7 fig.

AUSSENAC (G.) et PARDE (J.), 1969. - Forêts et climats. B. techn. inf., Min. Agric., Paris, n° 237, p. 93 - 103, 1 fig.

BABONAUX (Y.), 1970. - Le lit de la Loire. Etude d'hydrodynamique fluviale. Paris, Comit. Tr. hist. sci., 252 p., 58 fig., 8 pl. h. - t.

BACKWINKEL (P.), 1958. - Das Hochwasser Februar 1958 am Ober - und Mittelrheim, Mosel, Saar und Lahn. Mainz, Wasser - und Schiffahrtsdirektion, 10 p. dactylog., 4 fig.

BAECKEROOT (G.), 1972. - Oesling et Gutland. Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Thèse Toulouse, Paris, A. Colin, 310 p., 21 fig., 9 pl. h. t.

BALSEINTE (R.), 19 5. - Climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France. Thèse Grenoble, 523 p., tab.. Atlas 457 fig.

BARRIÈRE (F.), 1970. - Le régime de la Loire à Montjean, étudié à partir de cent années d'observations quotidiennes (1866 - 1965). Et. Liger., Orléans, n° 5, p. 17 - 27, 5 fig.

BARTHEL (J.), 1956. - Etude physico-chimique des eaux de la Moselle le long de la frontière luxembourgeoise. Oct. 1955 - Oct. 1956. Luxembourg, Laboratoire de l'Etat, 24 p. dactylog.

BARTHEL (J.), 1957. - Considérations sur l'état physico-chimique des eaux de la Sûre et de la Moselle. Luxembourg, Inst. Grand-Ducal, Sect.Sci.Nat., t. XXIV, p. 129-148, 10 fig.

BAUER (L.) et TILLE (W.), 1966. - Die Sinkstoffuhrung der Fliessgewässer des Unstrutgebiets. Pet. geogr.Mitt., Leipzig, t. 110, p. 97-110, 4 fig.

BAUER (L.) et TILLE (W.), 1968. - Regional differenciation of the suspended sediment transport in Thuringia and their relation to soil erosion. Assemblée de Berne, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 75, p. 367 - 377.

BAULIG (H.), 1922. - Questions de morphologie vosgienne et rhénane. A. Géogr. Paris, t. XXXI, n° 170, p. 132 - 154, 4 fig. et n° 171, p. 385 - 401, 5 fig.

BAULIG (H), 1937. - Captures fluviales et déversements. Mél. E. F. Gautier, Tours, p. 27-36.

BAULIG (H.), 1948. - Le problème des méandres. B. Soc. Belge. Et. Géogr., Gand, t. 17, p. 103 - 143, 8 fig.

BAULIG (H.), 1950. - Les inondations de décembre 1947. A. Inst. Phys. Globe, Strasbourg, t. V, p. 1 - 12.

BEAUJEU-GARNIER (J.), 1960. - Le relief de la France. Paris, C.D.U., 348 p., fig.

BEAUREGARD (J. de), 1969. - Problèmes de l'eau. L'eau rare. L'eau altérée. B. Sect. Géogr., Comit. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. 11 - 12.

BEDIOT (G.), 1966. - Les pluies moyennes et saisonnières sur les bassins - versants de la Seine et de la Basse Normandie, d'après les normales 1931 - 1960. Mission Techn. Eau Seine-Normandie, Paris, 29 p., fig. et cartes h. - t.

BEDIOT (G.) et WIEBER (J.C.), 1967. - Quelques observations sur l'hydrologie et les transports solides dans le bassin - versant de la haute Dordogne. R. géogr. Est, Nancy, t. VII, n° 4, p. 427 - 455, 5 fig., 10 tab.

BELL (F.C.), 1968. - Estimating design floods from extreme rainfall. Colorado State Univ., Hydrol. Pap., Fort-Collins, n° 29, 53 p.

BERARD (M.), 1958. - La forêt vosgienne. Soc. forest. Franche-Comté et Provinces Est, Besançon, t. XXIX, n° 4, p. 197 - 217.

BERNIER (J.), 1963. - Sur les probabilités d'occurence des sécheresses et des étiages. Commiss. ét. débits, Soc. Hydrol. France, Paris, 8 p. dactylog., 10 fig.

BERNIER (J.), 1964. - La prévision statistique des bas débits. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 63, p. 340 - 351, 5 fig.

BERTHOIS (L.), 1958. - Essai d'évaluation du tonnage des matières apportées en solution par les eaux de la Loire en 1957. R. géomorph. dyn., Paris, vol. 8, p. 146 - 151, 3 fig.

BERTHOIS (L.), 1964. - Etude comparative du lessivage des sols dans les zones tropicales et tempérées. Norois, Poitiers, n° 44, p. 439 - 444.

BERTHOIS (L.) et AUFFRET (G.), 1970. - Etude des caractéristiques du transport des sédiments en suspension dans la Loire et application à l'étude de la sédimentation dans l'estuaire. Actes 93e Congrès Soc. sav. Tours. Comit. Tr. hist. sci., Paris, p. 57 - 78, 2 fig. 1 tab.

BERTLE (F.A.), 1967. - Effect of snow compaction on runoff from rain on snow. Eng. monograph., Washington, n° 35, 45 p., 15 fig.

BHUIYA (R.K.) et YEVDJEVICH (V.M.), 1968. - Effects of truncation on dependance in hydrological time series. Colorado State Univ., Hydrol. Pap., n° 31, 62 p.

BIROT (P.), 1952. - Sur le mécanisme des transports solides des cours d'eau. R. Géomorph. dyn., Paris, vol. 3, p. 105 - 141, 2 fig.

BIROT (P.), 1961. - Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau. Z. f. Geomorphol., t. 5, p. 1 - 23, 5 fig., p. 89 - 105, 8 fig. et p. 221 - 249, 2 fig.

BIROT (P.), 1962. - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Paris, C.D.U., 232 p.

BIROT (P.), 1965. - Les formations végétales du globe. Paris, S.E.D.E.S., 502 p., 83 fig., 2 pl. h. - t.

BIROT (P.), 1966.- Le relief calcaire. Paris, C.D.U., 238 p., 28 fig.

BIROT (P.), 1968. - Précis de géographie physique générale. Paris, A. Colin, 240 p. 83 fig., 3e éd.

BIROT (P.), 1969. - Mise au point sur les études expérimentales et théoriques de la capacité de transport et de la compétence des rivières. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n°s 373 - 374, p. 435 - 443, 1 fig.

BITTMANN (E.), 1957. - Untersuchungen über die Ufervegetation der Mosel von Perl bis Koblenz. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 1., n° 6, p. 102 - 109, 2 fig.

BLACHE (J.), 1939. - Le problème des méandres encaissés et les rivières lorraines. J. of Geomorphol.,vol. 2, p. 201 - 212.

BLANCHARD (M.), 1951. - Les types de temps correspondant aux plus grands froids et aux plus fortes chaleurs sur le Nord-Est de la France. Inst. Géogr., Nancy, Mém. Compl. D.E.S., 24 p. dactylog., 12 pl. h. - t.

BOIS (P.), 1966. - Sur la distribution dans le temps des modules ou débits moyens annuels particuliers de la Loire à Blois durant un peu plus d'un siècle (1862 - 1963). Norois, Poitiers, n° 51, p. 355 - 369, 3 fig.

BOIS (P.), 1967. - Influence du choix de l'origine de l'année hydrologique sur la distribution des modules annuels particuliers. C.R.A.Ac.Sci., Paris, t. 264, sér. D, p. 1702 - 1705, 2 fig.

BOIS (P.), 1968 a. - Contribution à l'étude de la variabilité interannuelle du débit des rivières. Recherche des lois de probabilités représentant ces phénomènes. Thèse doct. - ing. Grenoble, Fac. Sci., 97 p. dactylog. 15 fig., 36 tab.

BOIS (P.), 1968 b. - Quelques exemples extrêmes de variabilité interannuelle de cours d'eau. Mél. M. Pardé, Gap, p. 124 - 131, 2 fig.

BONVALLOT (J.), 1965. - Recherches morphologiques dans le massif de la Serre. C. Géogr. Besançon, n° 13, 151 p., 40 fig.

BÖTTCHER (W.), 1941. - Die Niederschläge im Rheinischen Schiefergebirge. Beitr. z. Landeskde d. Rheinlande, Bonn, t. 3, n° 5, 81 p., 19 fig., 1 pl. h. - t.

BOUCHET (R.J.), 1961. - Signification et portée agronomique de l'évapotranspiration potentielle. A. agron., Paris, vol. 12., n° 1, p. 51 - 63.

BOUCHET (R.J.), 1963. - Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. Ibid., vol. 14, n° 5, p. 743-824.

BRACONNIER (M.A.), 1883. - Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Nancy, 436 p., 264 fig.

BRAUN (B.), 1965. - Les transports solides dans le bassin de la Moselle à l'amont de Liverdun de juin 1964 à mai 1965. Inst. Géogr., Nancy, Mém. compl. D.E.S., 110 p. dactylog., fig. et tab., 1 pl. h. - t.

BREMER (H.), 1960. - Neuere flussmorphologische Forschungen in Deutschland und ausgewählte Probleme der Flussmorphologie deutscher Ströme. Ber. z. dtsch. Landeskde, Bad Godesberg, t. 25, n° 2, p. 283 - 299.

BRICKER (O.P.), 1968. - Cations and silica in natural waters : control by silicate minerals. Assemblée de Berne, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. N° 78, p. 110 - 119, 9 fig.

BRUCE (J.P.) et CLARK (R.H.), 1966. - Introduction to Hydrometeorology. New-York, Pergamon Press, 319 p.,fig.

BRUNET (R.), 1967. - Les phénomènes de discontinuité en géographie. Mém. et Doc. C.N.R.S., Paris, vol. 7, 120 p., 28 fig.

BÜDEL (J.), 1957. - Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzb. géogr. Arbeit., Würzburg, n° 4/5, p. 5-46.

CAHEZ (A.), 1970. - La couverture végétale dans le bassin supérieur de la Moselle en amont de sa confluence avec la Meurthe. Inst. Géogr. Nancy., Note rech. Géogr. phys., 57 p. dactylog., 7 cartes h. - t.

CAPOT-REY (R.), 1934. - La région industrielle sarroise. Etude géographique. A. Est, n° 5, Nancy, 637 p., 36 fig., 4 cartes h. - t.

CARBIENER (R.), 1963. - Les sols du massif du Hohneck. Leurs rapports avec le tapis végétal. Le Hohneck, Strasbourg, p. 103 - 154.

CASEMIR (H.), 1954 - 1955. - Untersuchengen über die im deutschen Eifelgebiet vorhandenen Hochmoore. Gewässer und Abwässer, Köln, n° 6, p. 40 - 80.

CASPAR (P.) et DUCLAY (J.), 1964. - Bilans hydrologiques pour 27 bassins français. Paris, Monogr. Mét. Nat., n° 49, 33 p. 6 tab. 8 cartes.

CASTANY (G.), 1963. - Traité pratique des eaux souterraines. Paris, Dunod, 657 p., 359 fig.

CASTANY (G.), 1964. - Courbes de tarissement et calcul des réserves régulatrices. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. N° 63, p. 319 - 328, 6 fig.

CASTANY (G.), 1968. - Prospection et exploitation des eaux souterraines. Paris, Dunod, 740 p., 391 fig.

CASTANY (G.), GUILLAUME (M.) et MAUTORT (J. de), 1960. - Les ressources en eaux souterraines des alluvions de la Moselle en aval de Metz. 6es journées hydraul. Nancy, Soc. Hydrot. France, Paris, Quest. III, rapp. n° 3, 6 p., 2 fig.

CHARTON (M.), 1963. - Les inondations en France depuis le 6e siècle jusqu'à nos jours. Recherches et documents. T V : Bassin du Rhin et bassins secondaires. Dunod, Paris, 447 p.

CHARLOT (G.), 1961. - Les méthodes de la chimie analytique. Analyse quantitative minérale. Paris, Masson, 1024 p.

CHARTIER (M.), 1959. - Les eaux naturelles courantes du bassin de la Seine : intérêt géographique des mesures physico-chimiques et biologiques. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n° 284-285, p. 20-32, 2 fig.

CHARTIER (M.), 1962. - Contribution à l'étude de la sécheresse 1959-1960. Ibid., n° 307-308, p. 209-222, 4 fig.

CHARTIER (M.), 1963. - Aspects de la connaissance qualitative par les géographes des eaux naturelles superficielles courantes. Thèse 3e Cycle, Paris, 414 p. dactylog., 24 fig.

CHARTIER (M.), 1964. - Sur la mesure des transports naturels minéraux solides en suspension. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. IX, n° 1, p. 92-96.

CHARTIER (M.), 1966. - Quelques valeurs instantanées des qualités de l'eau de la Loire à Gien. Norois, Poitiers, n° 51, p. 528-530.

CHAZOT (P.), 1967. - Les problèmes de l'eau aux Houillères du Bassin de Lorraine. Eau, Paris, n° 7, p. 301-309, 4 fig. et n° 8, p. 347-360, 6 fig.

CHOLLEY (A.) et collab., 1956. - Carte morphologique du Bassin de Paris. Mém. et Doc. C.N.R.S., Paris, t. V, p. 11-103, 4 cartes h. - t.

CHOLLEY (A.), 1957. - Recherches morphologiques. Paris, A. Colin, 203 p., 27 fig.

COGNE (J.) et FELTER (F.), 1964. - Etude pétrographique et structurale du granite de la grande carrière d'Andlau (Bas-Rhin). B. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, t. 17, n° 3, p. 211-230, 3 fig.

COLIN (G.) et GODARD (A.), 1962. - Les dépressions fermées en Lorraine. R. géogr. Est, Nancy, t. II, n° 3, p. 232-261, 14 fig.

COMPARON (P.), 1960. - Les eaux souterraines dans les Houillères du Bassin de Lorraine. Paris, 6es Journées Hydraul., Soc. Hydrot. France, Quest. IV, rapp. 2, 6 p., 2 fig.

CORBEL (J.), 1959. - Erosion en terrain calcaire. Vitesse de l'érosion et géomorphologie. A. Géogr., Paris, t. LXIX, p. 97-120.

CORBEL (J.), 1962. - Erosion et grands cours d'eau en France. Inf. géogr., Paris, n° 3, p. 113-117, 2 fig.

CORBEL (J.), 1963. - Etudes sur l'érosion actuelle. R. géogr. Est, Nancy, t. III, n° 4, p. 385-392, 1 fig.

CORBEL (J.), 1964. - L'érosion terrestre, étude quantitative (méthodes, techniques, résultats). A. Géogr., Paris, t. LXXIII, p. 385-412, 3 fig., 4 tab.

COURTOIS (G.), 1966. - Les traceurs radio-actifs en sédimentologie. Application à la dynamique fluviale. R. géogr. Est, Nancy, t. VI, n° 3/4, p. 329-344, 2 fig.

COURTOIS (G.) et GASNIER (M.), 1968. - Etude de charriage de la Doller au moyen de galets radio-actifs. C.E.A., C.E.N. Saclay, Dép. radioéléments, 30 p. dactylog., 11 fig., 4 pl. h. - t.

COURTOIS (G.) et GASNIER (M.), 1969. - Etude charriage de la Bruche et de la Mossig au moyen de galets radio-actifs. C.E.A., C.E.N. Saclay, Dép. radioéléments, 36 p. dactylog., 13 fig., 4 pl. h. - t.

COURTOIS (G.) et MUSSOT (R.), 1969. - Etude des débits de charriage sur le Cady en utilisant les traceurs radio-actifs. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n° 373-374, p. 445-458, 4 fig.

COUTAGNE (A.), 1954. - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. Houille Blanche, Grenoble, p. 360-369.

CRECY (L. de), 1968. - La forêt et la rétention nivale en hiver. Mél. M. Pardé, Gap, p. 158-166, 2 fig.

CROUSE (R.P.), CORBETT (E.S.) et SEEGRIST (D.W.), 1966. - Méthode of measuring and analysing rainfall interception by grass. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. XI, n° 2, p. 110-120, 7 fig.

DACHARRY (M.), 1966. - Précipitations et écoulements dans le bassin supérieur de l'Allier. Norois, Poitiers, n° 51, p; 331-344, 3 fig.

DALL'AGLIO (M.), 1968. - Geochemistry of surface waters. Distribution and circulation of the major elements in surface waters in Italy. Assemblée de Berne. Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 78, p. 79-91, 3 fig.

DAMMAN (W.), 1957. - Schwankungen der Sommerniederschläge im Rahmen rezenter Klimaschwankungen im Westdeutschland. Met. Rdsch. Berlin, t. X, n° 6, p. 197-202, 7 fig.

DAMMAN (W.), 1960. - Der trockene Sommer 1959 im Rahmen sommerlicher Niederschlagsschwankungen seit 1890. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 4, n° 1, p. 3-7, 2 fig., 3 tab.

DANIEL (M.), 1970. - Enquête des Agences Financières de Bassin sur les flux de pollution déversés par les industries. Paris, IIes Journées Hydraul., Soc. Hydrot. France, Quest I, rapp. 11, 6 p.

DARLOT (A.) et LECARPENTIER (C.), 1963. - Cartographie de l'évopotranspiration potentielle : son utilisation pour la détermination des besoins en eau d'irrigation. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 62, p. 143-149, 2 fig.

DARVES-BORNOZ (R.) et KHOBZI (J.), 1969. - Evapotranspiration potentielle, déficits hydriques et besoins en eau d'irrigation en France. B. Sect. Géogr., Com. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. 157-194, 14 fig.

DEBSKI (K.), 1957. - Essai d'estimation de l'érosion du sol en Pologne. Assemblée de Toronto, Gand, Assoc. int. Hydrol. sci., t. I, p. 136-140, 1 fig.

DELEBECQUE (A.), 1898. - Les lacs français. Paris, 436 p., 153 fig., 22 pl. h. - t.

DELFS (J.), FRIEDERICH (W.), KIESEKAMP (H.) et WAGENHOFF (A.), 1958. - Der Einfluss des Waldes und des Kahlschlages auf den Abflussvorgang, den Wasserhaushalt und den Bodenabtrag. Ergebnisse der ersten 5 Jahre der forstlich-hydrologischen Untersuchungen im Oberharz (1948-1953). Aus dem Walde, Hannoversch-Münden, n° 3, 223 p., 72 fig.

DEMES (E.), 1955. - Gutachten über die Rossel. Die Art ihrer Verschmutzung, die Möglichkeit sie zu reinigen und die Beseitigung des anfollenden Schlammes. Saarbrücken, 39 p., 50 fig.

DIACONU (C.), 1969. - Résultats de l'étude de l'écoulement des alluvions en suspension des rivières de Roumanie. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. XIV, n° 3, p. 51 - 69, 3 fig., 15 tab.

DIGONNE (A.), 1964. - Les basses eaux de 1964 dans les bassins du Rhin, de la Meuse et du Rhône. Mesures de débits effectués par les équipes de jaugeage de la 2e Circonscription Electrique. 2e Circ. El., Dijon, 7 p. dactylog, 2 cartes, tab.

DIETZ (W.), 1955. - Beiträge zur Geologie und Sedimentologie des südwestlichen Hunsrückrandes. A. Univ. Saraviensis, Saarbrücken, nle sér. n° 4, p. 71 - 121, 21 fig., 7 tab.

DION (J.), 1955. - Etude de peuplements forestiers de quelques vallées vosgiennes. R. Géogr. Est, Nancy, t. V, n° 2, p. 141 - 155, 2 fig.

DION (J.), 1970. - Les forêts de la France du Nord-Est. Ibid., t. XII, p. 155 - 277, fig., 2 cartes h. - t.

DION (R.), 1951. - Les violentes averses en France pendant la période 1945 - 1950. Etude préliminaire sur leur répartition. Météorologie, Paris, n° 46, p. 3 - 39, 3 tab, 1 fig. h. - t.

DOUGLAS (I.), 1968. - Some hydrologie factors in the denudation of limestone terrains. Z.f. Geomorphol., t. 12, n° 3, p. 241 - 255, 2 fig.

DREYFUSS (M.), 1967. - Rivières droites et à méandres. Essai d'identification de leurs caractères de stabilité. A. sci. Univ. Besançon, n° 4, p. 43 - 50, 5 fig.

DUBREUIL (P.) et HERBAUD (J.), 1965. - Etudes hydrologiques en Alsace. Réseaux hydrométriques et météorologiques. Données anciennes et situation actuelle. O.R.S.T.O.M. et C.R.E.G.R., Min. Agric., Paris, 22 p., 1 carte h. - t.

DUCHAUFOUR (P.), 1950. - Recherches sur l'évolution des sols calcaires en Lorraine. A.Ec. Nat. Eaux Forêts, Nancy, p. 93 - 153.

DUCHAUFOUR (P.), 1955. - Le sol des forêts résineuses des basses Vosges. R. forest. franç., Nancy, n° 8, p. 675 - 688.

DUCHAUFOUR (P.), 1965. - Précis de Pédologie. Paris, Masson, 481 p., 78 fig., 22 pl. h. - t., 2e éd.

DUCHAUFOUR (P.), PARDE (J.), JACAMON (M.) et DEBAZAC (E.), 1958. - Un exemple d'utilisation pratique de la cartographie des stations : la forêt du ban d'Etival (Vosges). R. forest. franç., Nancy, n° 10, p. 597 - 630.

DUMONTIER (M.), 1959. - Les pertes de la Meuse. Pays Lorrain, Nancy, n° 4, p. 115 - 124.

DURAND (R.), 1962. - Contribution à l'étude de l'hydrographie et de l'hydrobiologie piscicole du département de Meurthe-et-Moselle. Angers, 132 p., fig. et tab., 1 pl. h. - t.

EHLAÏ (H), 1968. - Biogéographie. Paris, A. Colin, Coll. U, 404 p., 70 fig., 1 carte h. - t.

EIDMANN (F.E.), 1959. - Die interception in Buchen - und Fichtenbeständen. Ergebniss mehrjähriger Untersuchungen im Ro haargebirge (Sauerland). Colloque de Hannoversch-Münden, Gand, Assoc. int. Hydrol. sci., t. I, p. 5-25, 3 fig.

ELLER (J.P. von), 1961 a. - Le gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. Thèse Sci., Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, n° 19, 160 p. 26 fig.

ELLER (J.P. von), 1961 b. - Carte géologique et pétrographique des Vosges moyennes, partie Centre et partie orientale. B. Serv. Carte géol. Alsace - Lorraine, Strasbourg, t. 14, n° 1, 21 p., 2 fig., 1 carte h. - t.

ELLER (J.P. von), JACQUET (P.) et KERN (B), 1959. - Analyse structurale du massif granitique situé au Nord du pays gneissique de Sainte-Marie-aux Mines. Ibid., t. 12., n° 2, p. 65 - 76, 6 fig.

ENGEL (F.), 1950. - Le régime d'écoulement de la basse Sûre. B. Soc. Natural. lux., Luxembourg, t. 44, p. 44 - 98, 6 fig. 11 tab.

ESCHWEILER (W.), 1959 a. - Der Wasserbilanz des Sommers 1959 in den deutschen Stromgebieten. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 3, n° 6, p. 136 - 139, 4 tab.

ESCHWEILER (W.), 1959b.- L'hydrologie du Rhin à l'aval de Bâle. Le Rhin entre Bâle et Emmerich. Houille Blanche, Grenoble, n° spécial : le Rhin, p. 125-159, 15 fig., 10 tab.

ESTIENNE (P.), 1952. - Le problème des variations climatiques en milieu tempéré R. Géogr. Alp., Grenoble, t. 40, p. 241 - 245.

ESTIENNE (P.), 1956. - Recherches sur le climat du Massif Central. Mémor. Mét. Nat., Paris, 242 p., 54 fig., 36 tab., 2 pl. h. - t.

ESTIENNE (P.) et GODARD (A.), 1970. - Climatologie. Paris, A. Colin, Coll. U., 365 p., 127 fig., 1 carte h. - t.

FABERT (Y.), 1957. - Inventaire détaillé et critique des forêts lorraines (1955 - 1956). Thèse Droit, Nancy. T I. : Etude d'ensemble, 52 p., 1 carte h. - t. T II : Statistiques forestières, 19 tab.

FERNANDO PULLE (P.D.), 1962. - La Fecht. Etude hydrologique. Thèse 3e Cycle Sci., Paris, 436 p. dactylog., fig., tab.

FISCHER (F.), 1952. - Die Diluvialterrassen der Saar zwischen Saarbrücken und Sarreguemines. A. Univ. Saraviensis, Saarbrücken, t. I, p. 260 - 269, 2 fig.

FISCHER (F.), 1954. - Vorlaufige Ergebnisse einer Untersuchung der Schottablagerungen nördlich der Vezouze am Füsse der Vogesen. Ibid.,t. III, p. 80 - 84, 1 carte.

FISCHER (F.), 1956. - Bemerkungen zur Morphologie der Hochflächen zwischen der unteren Saar und der Mosel.Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarlandes, Saarbrücken, t. I., p. 81 - 87, 1 tab.

FISCHER (F.), 1957. - Beiträge zur Morphologie des Flusssystems der Saar. Ibid. t. II, p. 1 - 92, 8 fig.

FISCHER (F.), 1962. - Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel. A. Univ. Saraviensis, Saarbrücken, t. X, p. 13 - 48.

FISCHER (F.), 1965. - Zusammenfassender Uberblick über die Moselterrassen zwischen Remiremont und der Saarmündung, sowie Versuch einer zeitlichen Gliederung der Terrassen des Moselsystems. Ibid., t. XIII, p. 122 - 145, 3 fig., 1 carte h. - t.

FONTAINE (P.), 1955. - Contribution de la météorologie au problème de l'annonce des crues et de leur comportement. Météorologie, Paris, n° 40, p. 45 - 61.

FONTAINE (A.), 1956. - Analyse succinte des conditions météorologiques qui ont été à l'origine de la crue de la Seine en janvier 1955. Ibid., n° 41, p. 105 - 115, 7 fig.

FONTAINE (P.), 1958 a. - Les crues dans le Nord-Est de la France (Bassin de l'Ill). Les causes météorologiques établissant des situations-types. L importance des crues estimée à partir des précipitations décadaires. Ibid., n° 43, p. 15 - 23, 12 fig.

FONTAINE (P.), 1958 b. - L'enneigement moyen d'hiver et de printemps dans les Vosges (versant alsacien). Mét. Nat., Paris, Notice instruct. techn. D. 1320, 7 p. 3 fig.

FONTAINE (P.), 1964. - Considérations sur le bilan hydrologique. I Bassins fluviaux de moyenne importance. Paris, Monogr. Mét. Nat., n° 37, p. 1 - 11, 1 fig., 2 tab.

FONTAINE (P.), 1968. - Quelques applications particulières du bilan hydrologique. Calcul des débits moyens mensuels d'une rivière. Prévision à longue échéance du caractère de certaines phases du bilan hydrologique. Ibid., n° 67, 18 p.

FOURNIER (F.), 1960 a. - Climat et érosion. La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Paris, P.U.F., 201 p.

FOURNIER (F.), 1960 b. - Débit solide des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte en terre subie par l'ensemble du globe terrestre. Assemblée d'Helsinki. Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 53, p. 19 - 22.

FOURNIER (F.), 1969 a. - L'érosion hydrique et le climat. B. techn. inf., Min. Agric., Paris, n° 232, p. 111 - 115, 5 tab.

FOURNIER (F.), 1969 b. - Transports solides effectués par les cours d'eau. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. XIV, n° 3, p. 7 - 49, 5 tab.

FOURNIER (F.) et HENIN (S.), 1968. - Etudes de la forme de relation existant entre l'écoulement mensuel et le débit solide mensuel. Mél. M. Pardé, Gap, p. 201 - 207, 3 fig.

FRECAUT (R.), 1959. - La canalisation de la Moselle. Inf. géogr., Paris, n° 4, p. 144 - 155, 3 fig.

FRECAUT (R.), 1961 a. - L'aménagement de la Moselle de Thionville à Coblence. B. Soc. Lorr. Et. loc., Nancy, n° 14, p. 1 - 11, 2 fig.

FRECAUT (R), 1961 b. - Les Sixièmes Journées de l'Hydraulique de Nancy: l'Hydraulique souterraine. R. géogr. Est, Nancy, t. I., n° 2, p. 151 - 154.

FRECAUT (R.), 1964 a. - Eléments d'hydrologie continentale. Paris, C.D.U., 271 p., 30 fig., 1 carte h. - t.

FRECAUT (R.) 1964 b. - Les transports solides des cours d'eau et leur signification morphologique. R. géogr. Est., Nancy, t. IV, n° 4, p. 447 - 458.

FRECAUT (R), 1966 a. - Importance et signification morphologique des transports solides en solution en milieu tempéré océanique. Norois, Poitiers, n° 51, p. 525 - 526.

FRECAUT (R.), 1966 b. - Les transports solides de fond des cours d'eau. Techniques et possibilités des méthodes de mesure directe. R. géogr. Est, Nancy, t. VI, n° 3/4, p. 321 - 327.

FRECAUT (R.), 1968 a. - Contribution à l'étude des transports solides de fond des cours d'eau en moyenne montagne océanique. Mél. M.Pardé, Gap, p. 209 - 218, 2 fig.

FRECAUT (R.), 1968 b. - Les effets de la pollution sur les recherches en dynamique fluviale. Publ. 87e Congrès A.F.A.S. , Nancy, p. 35 - 41.

FRECAUT (R.), 1969. - Les facteurs hydrométéorologiques directs des étiages de saison chaude en milieu tempéré océanique : les étés remarquables chauds et secs. B. Sect. Géogr., Com. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. 195-216, 2 fig., 6 tab.

FRECAUT (R.), 1970. - Les critères climatiques de détermination des grands hivers froids. 87e Congrès A.F.A.S., Nancy, Sect. 8, p. 7 - 11, 2 tab.

FRECAUT (R.) et MEYERTZ (R.), 1961. - L'aménagement hydroélectrique du bassin de la Sûre. R. géogr. Est, Nancy, t. I, n° 2, p. 133 - 144, 3 fig.

FRECAUT (R.) et STRAUSS (R.), 1968. - Composition chimique des eaux continentales et nature lithologique des bassins. (Moselle supérieure et moyenne). R. Géogr. phys. Géol. dyn., Paris, t. X, n° 3, p. 247 - 254, 4 fig., 5 tab.

FRECAUT - PAX (M.C.), 1967. - Contribution à l'étude des grands hivers froids sur le Plateau Lorrain et ses bordures montagneuses. Inst. Géogr., Nancy, Mém. compl. D.E.S., 30 p. dactylog. 2 fig, 6 tab.

FREY (C.), 1965. - Morphométrische Untersuchung der Vogesen. Basler Beit. z. Geogr. Ethnol. Geogr. Reihe, Basel, n° 6, 150 p., 12 fig., 6 pl., h. - t.

FRIEDRICH (W.), 1947 - Hydrographie. Naturforschung und Medizin in Deutschland. Wiesbaden, 36 p.

FUCHS (A.), 1960. - Das Überflutungsgebiet des Rheines innerhalb der Neuwieder Talweitung. Forsch. z. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg, 104 p., 20 fig., 2 cartes h. - t.

GAGNY (C.), 1959. - Contribution à l'étude des granites de l'association des crêtes dans le bassin de la Haute Moselle (Vosges méridionales). Thèse 3e Cycle, Paris, 83 p. dactylog. fig., 1 pl. h. - t.

GAGNY (C.), 1962. - Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. B. Serv. Carte géol. Alsace - Lorraine, Strasbourg, t. 15, n° 4, p. 139 - 160, 1 carte h. - t.

GAMBLIN (A.), 1960. - Géographie du Benelux. T. I : Les grands traits physiques. Paris, C.D.U., 147 p., 50 fig.

GARDET (G.), 1928. - Le système des terrasses de la trouée de Pont-Saint-Vincent, Toul, Foug, Commercy. B. Soc. Sci. Nancy, t. III, n° 3, p. 237 - 280.

GARNIER (M.), 1963. - Nombre moyen de jours de précipitations en France. I : période 1921 - 1950. II : période 1931 - 1960. Paris, Monograph. Mét. Nat., n° 29, 41 p.

GARNIER (M.), 1964. - Valeurs normales des températures en France (1921 - 1950). Ibid., n° 30, 48 p.

GARNIER (M), 1966 a. - Valeurs normales des hauteurs de précipitations en France. I : période 1931 - 1960. - II : période 1901 - 1950. Ibid., n° 55, 110 p.

GARNIER (M.), 1966 b. - Climatologie de la France. Eléments de la variation diurne. Paris, Mém. Mét. Nat., n° 50, 147 p.

GARNIER (M.), 1967. - Climatologie de la France. Sélection de données statistiques. Ibid., n° 51, 294 p.

GELLERT (J.F.), 1958. - Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland. Band I, Geologische Struktur und Oberflächengestaltung. Berlin, Veb Deutscher Verlag der Wissenschaften, 492 p., 266 fig.

GEOGRAPHIE LORRAINE, 1938. - Paris, Berger-Levrault, 475 p., 65 fig., 1 carte h. t., 2e éd.

GEORGE (P.) et TRICART (J.), 1954. - L'Europe Centrale. T. I : Géographie Physique et Humaine. Paris, P.U.F., Coll. Orbis, 294 p., 35 fig. 6 pl. h. - t.

GERMAN (R.), 1963. - Taldichte und Flussdichte in Südwestdeutschland. Ein Beitrag zur klimabedingten Oberflächenformung. Bei. z. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg t. 31, p. 12 - 32.

GIER (G.), 1964. - Essai sur le phénomène climatique de l'évapotranspiration potentielle appliqué au versant oriental des Vosges et à la plaine d'Alsace et de Bade. Inst. Géogr., Nancy, Mém. compl. D.E.S., 44 p. dactylog., fig., 8 tab. h. - t.

GLODEN (A.), 1937. - Les précipitations au Grand-Duché de Luxembourg. Ciel et Terre, n° 3, 6 p. 1 fig.

GODARD (A.), 1951. - Contribution à l'étude du climat lorrain. R. géogr. Lyon, t. XXVI, n° 3, p. 297 - 310, 6 fig.

GODARD (A.), 1961. - Morphologie des socles et des massifs anciens. Réseaux hydrographiques. R. géogr. Est, Nancy, t. I, n° 1, p. 76 - 78.

GODARD (A.) et HOUEL - GANGLOFF (F.), 1965. - Essais de gélifraction artificielle pratiqués sur des calcaires et des grès lorrains. Ibid., t. V, n° 2, p. 125 - 139, 11 fig.

GODFRIN (J.), 1965. - Les étés de la période 1948 - 1959 dans le Nord-Est de la France. Inst. Géogr., Nancy., Mém. compl. D.E.S., 24 p. dactylog., 9 fig.

GOUBET (A.), 1963. - Etiages dans le bassin de la Seine en 1961 et 1962. Commiss. ét. débits, Soc. Hydrot. France, Paris, 8 p. dactylog., 1 fig., 3 tab.

GOUBET (A.), 1967. - Influence des centrales thermiques sur les cours d'eau. Terres et Eaux, Paris, t. 20, n° 52, p. 3 - 24 et n° 53, p. 32 - 52.

GOUBET (A.), 1968. - Les crues dans le bassin de l'Oise. Mél. M. Pardé, Gap, p. 243 - 256, 1 fig.

GOUBET (A.), 1969. - Etude des courbes de débits classés relatives aux stations de jaugeage du bassin de la Seine. B. Sect. Géogr., Com. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. 321 - 348, 6 fig.

GRAHMANN (R.), 1958. - Die Grundwässer und ihre Nutzung, mit einem Beitrag über die kleinsten Abflusspenden von W. Wundt. Forsch. z. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg, t. 104, 198 p., 48 fig., 3 tab., 2 cartes h. - t.

GRIMM (F.), 1968. - Zur Typisierung des mittleren Abflussganges (Abflussregime) in Europa. Freiburg. Geogr. H., n° 6, p. 51 - 64, 1 fig.

GRISOLLET (H.), 1948. - Etudes des averses orageuses de la région parisienne. Météorologie, Paris, n° 11, p. 175 - 195, fig.

GRISOLLET (H.), GUILMET (B.), et ARLERY (R.), 1962. - Climatologie. Méthodes et pratiques. Paris, Gauthier-Villars, 401 p., 110 fig.

GUERRIER (R.), 1960. - Incidence des venues d'eau sur l'exploitation houillère. Paris, 6es Journées Hydraul., Soc. Hydrot. France, Quest. IV, rapp. n° 3, 6p.

GUILCHER (A.), 1949. - La surface posthercynienne dans l'Europe occidentale. A. Géogr., Paris, t. LVIII, p. 97 - 112, 6 fig., 2 pl. h. - t.

GUILCHER (A.), 1953. - Sur deux caractères du climat océanique tempéré. C. Inf. Géogr., Paris, n° 2, p. 52 - 57, 3 fig.

GUILCHER (A.), 1956. - Les travaux de L. Berthois sur l'estuaire de la Loire. Norois, Poitiers, n° 9, p. 87 - 90, 1 fig.

GUILCHER (A.), 1965. - Précis d'hydrologie marine et continentale. Paris, Masson, 389 p., 217 fig., 8 pl. h. - t.

GUILCHER (A.) et TRICART (J.), 1954. - Excursion géographique interuniversitaire Champagne et Lorraine. A. Géogr., Paris, t. LXIII, n° 335, p. 1 - 21 et n° 336, p. 88 - 98.

GUILLOT (P.) et DUBAND (D.), 1968. - Estimation des valeurs extrêmes des crues à partir des précipitations. Mél. M. Pardé, Gap, p. 263 - 282, 12 fig.
GUILLOT (P.) et GRARD (R.), 1968. - La prévision des crues de l'Ain à Coiselet. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. XIII, n° 4, p. 107 - 123, 12 fig.
GURLITT (D.), 1949. - Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. Forsch.z. dtsch. Landeskde, Stuttgard, t. 46, 159 p., fig.
HAEFTKE (F.), 1959. - Physische Geographie Deutschlands. Berlin, Veb Deutscher Verlag der Wissenschaften, 357 p.,125 fig., 6 pl. h. - t.
HALLAIRE (M.), 1960. - La sécheresse de l'année 1960 dans la moitié Nord de la France. Météorologie, Paris, n° 58, p. 289 - 301, 12 fig.
HALLAIRE (M.), 1968. - Quelques problèmes posés par la réserve en eau du sol. Mél. M. Pardé, Gap, p. 283 - 293.
HAMEURT (J.), 1954. - Carte géologique des terrains cristallins et cristallophylliens des Vosges moyennes lorraines (1/100 000e). B. Serv. Carte géol. Alsace - Lorraine, t. 20, n° 2, p. 117 - 130, 1 carte h. - t.
HAMEURT (J.), 1958. - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Etude géologique et pétrographique. Thèse Sci., Nancy, 2 vol., 482 p. dactylog., 1 carte h. - t.
HAHN (A.), 1957. - Wasserstände und Abflüsse im Westdeutschland. Bes. M. z. dtsch. Gewässerk. Jahrbuch, Koblenz, t. 11, 98 p., 11 tab.
HARTKE (W.) et RUPPERT (K.), 1959. - Die ergiebigen Stark- und Dauerregen in Suddeutschland nördlich der Alpen. Forsch.z. dtsch. Landeskde, Remagen, 39 p., 32 cartes.
HELMANN (H.), 1968. - Die Belastung des Rheins mit ungelösten organischen Stoffen im Jahre 1967. - D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 12., n° 2, p. 39-43, 4 fig.
HELMANN (H.) et BRUNS (F.J.), 1968. - Die chemische Zusammensetzung der ungelösten Stoffe des Rheins. Ibid., n° 6, p. 162 - 166, 1 fig.
HENNING (I.), 1965. - Das Laacher - See - Gebiet, eine Studie zur Hydrologie und Klimatologie. Arb. z. Rheinisch. Landeskde, Bonn, t. 22, 135 p., 24 fig.
HERMANN (R.), 1965. - Vergleichende Hydrogeographie des Taunus und seiner südlichen und südöstlichen Randgebiete. Giess. geogr. Schrift., Giessen n° 5, 152 p., 12 fig., 10 cartes h. t.
HEUERTZ (M.), 1949. - Les profils fluviatiles en long du réseau de la Sûre. Luxembourg, Inst. Grand - Ducal, Sect. Sci. Nat., t. XVIII, p. 117 - 125, 1 fig.
HILTON (C.), 1964. - Les grands froids de l'hiver 1962 - 1963. Inst. Géogr., Nancy, Mém. compl. D.E.S., 20 p. dactylog., fig.
HIRSCH (A.), 1964. - Zur Vollendung der Moselkanalisierung. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 8, n° 4, p. 91 - 93, 2 fig.
HIRSCH (F.), 1966. - Application de l'analyse statistique à l'étude de la pluviométrie dans le bassin de la Brucke. Météorologie, Paris, n° 89, p. 25-40, 9 fig.
HIRSCH (F.), 1967. - Bassin représentatif de la Brucke. Intensité des pluies dans le bassin. Une méthode d'analyse. B. Fac. Lettres Strasbourg., t. 45, n° 6, p. 443 - 456, 10 fig.
KLAVEK (R.), 1969. - Les études hydrologiques. Eau.,Paris,n° 10, p. 441-458.

HORMANN (K.), 1965. - Das Längsprofil der Flüsse. Z. f. Geomorphol., t. 9, n° 4, p. 437-456, 5 fig.

HORTON (R.E.), 1945. - Erosional development of streams an their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology. B. Geol. Soc. America, t. LVI, p. 275-370.

HUBAULT (E.), 1923. - Etude des fonds d'eau du bassin supérieur de la Moselle. I : Monographie hydrobiologique piscicole du bassin de la Mortagne, A. Ec. Nat. Eaux Forêts, Nancy, t. I, n° 1, p. 131-184, 2 pl. h. - t.

HUBAULT (E.), 1928. - II : Monographie hydrobiologique piscicole du bassin de la Vezouze. Ibid. t. II, n° 1, p. 257-297.

HUBAULT (E.), 1932. - Un lac acide de montagnes anciennes : le lac de Lispach dans les Vosges. Etude hydrobiologique. Ibid., t. IV, n° 2, p. 327-355, 5 fig.

HUBAULT (E.), 1947. - Etudes thermiques, chimiques et biologiques des eaux des lacs de l'Est de la France (Vosges, Jura, Alpes de Savoie). Ibid., t. X, n° 2, p. 115-260, 17 pl. h. - t.

IACOB (E.), 1968. - Caracteristicile hidrochemice principale si scurgerea ionicà per rîurile din muntii Apuseni. Stud. Univ. Babes-Bolyai, Ser. Geol. Geogr., Cluj, n° 2, p. 95-108, 4 fig.

JACQUET (J.), 1963. - Comparaison des procédés de mesure directe de l'évoporation et de l'évopotranspiration sur des bassins versants expérimentaux. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 62, p. 172-139, 10 fig.

JACOB (M.), 1963. - Les basses eaux du Rhin à Bâle. Commiss. ét. débits, Soc. Hydrot. France, Paris, 7 p. dactylog., 10 fig., 2 tab.

JAWORSKI (J.), 1968. - Evapotranspiration of plants and fluctuation of the groundwater table. Symposium de Wageningen, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 83, p. 730-739, 10 fig.

JOLY (R.), 1963. - Les eaux du Hohneck. Le milieu naturel. Le Hohneck, Strasbourg, p. 95-102.

JOLY (R.), 1966. - Problèmes de l'eau et associations de bassins. Eau, Paris, n° 2, p. 71-78.

JUILLARD (E.), 1954. - L'enneigement dans les Vosges et dans la plaine d'Alsace. Etude météorologique. A. Inst. Phys. Globe Strasbourg, t.VII, p. 1-19.

JOUIN (E.), 1966. - Les problèmes d'alimentation en eau de l'agglomération de Metz. Inst. Géogr. Nancy, Mém. complém. D.E.S., 74 p. dactylog., fig., 1 carte h. - t.

JUNG (J.), 1927. - Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. Thèse Strasbourg. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 2, 481 p., 22 fig., 5 pl. h. - t.

JUNG (J.), 1958. - Précis de pétrographie. Paris, Masson, 314 p., 160 fig.

KÀLLAY (K.), 1968. - Water regime of the soil as affected by vegetation. Symposium de Wageningen, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 83, p. 704-741.

KEIL (A.), 1960. - Das Abflussjahr 1959 und seine Auswirkungen auf Oberflächenabfluss und Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Wasser u. Nehrung, t. V, n° 1, p. 35-40.

KELLER (R.), 1951. - Natur une Wirtschaft im Wasserhaushalt der rheinischen Landschaften und Flussgebiete. Forsch.z. dtsch. Landeskde, Remagen, t. 57, 159 p., 11 fig., 2 t., 5 cartes h. - t.

KELLER (R.), 1958. - Der mittlere Niederschlag in den Flussgebieten der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. z. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg, t. 103, 81 p., 8 fig., 3 cartes h. - t.

KELLER (R.), 1961. - Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Berlin, Haude und Spenersche, 520 p., 474 fig.

KELLER (R.), 1968 a. - Die Eisverhältnisse und Hochwasser der Mitteleuropaischen Gewässer. Mél. M. Pardé, Gap, p. 327-335, 6 fig.

KELLER (R.), 1968 b. - Die Regime der Flüsse der Erde. Freiburg. Geogr. H., n° 6, p. 65- 86, 5 fig. 2 cartes h. - t.

KLEIN (C.), 1937. - Quellen und Grundwasser in der Sudwesteifel. Decheniana, Bonn, t. 95 A, p. 41-112, 16 fig., 5 tab.

KLEIN (L.), 1960. - L'exheure mixte de la mine de Saint-Pierremont. 6e Journées Hydraul. Nancy, Soc. Hydrot. France, Paris, Quest. IV, rapp. n° 4, 7 p., 5 fig.

KREMER (E.), 1954. - Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel, als Beitrag zur Quartärgeschichte. Beit. z. rheinisch. Landeskde, Bonn, t. 6, 100 p., 28 fig., 5 tab., 2 cartes h. - t.

KRESSER (W.) et LÁSZLÓFFY (W.), 1964. - Hydrologie du Danube. Houille Blanche, Grenoble, n° spécial : le Danube, p. 133-169, 9 fig.

KURON (H.), 1964. - Beobachtungen über besondere Erosionserscheinungen im Winter und Frühjahr. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 65, p. 16-21, 6 fig.

LACROIX (J.), MOLENAT (J.) et AUGE (C.), 1966. - Annonce des crues dans le bassin de la Dordogne. A. Ponts et chaussées, Paris, n° 1, p. 3-18, 12 fig.

LAHR (E.), 1950. - Un siècle d'observations météorologiques au Grand-Duché de Luxembourg. Luxembourg, 280 p. , 27 fig., 2 pl. h. - t.

LAMBERT (R.), 1968. - Recherche sur la structure hydrologique d'un bassin - versant. A. Géogr., Paris, t. LXXVII, p. 687-706, 9 fig.

LANGBEIN (W.) et LEOPOLD (L.), 1966. - River meanders. Theory of minimum Variance. Geol. Survey, Prof. Pap. Washington, 422 H, 15 p., 9 fig.

LANGENFELD (F.), 1966. - Etude hydrogéologique des grès rhétiens dans le département de la Moselle. Thèse 3e Cycle, Strasbourg,62 p. dactylog. 24 fig., 2 cartes h. - t.

LANGENFELD (F.), 1970. - La pollution saline de la Moselle et les solutions envisagées pour y remédier. Onzièmes Journées Hydraul., Soc. Hydrot. France, Paris, Quest. II, rapp. n° 4, 7 p. , 4 fig.

LANGGUTH (H.R.), 1967. - On the local and regional mineralisation of karst groundwaters and their variations from devonian limestones of the Rhenish Schiefergebirge. Colloque de Dubrovnick, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., t. II, p. 672-683, 7 fig.

LARIVAILLE (P.), 1962. - Courbes enveloppes des débits de crues en fonction des surfaces réceptrices. Essai de formulation analytique. Paris, Mém. et Tr., Soc. Hydrot. France, vol. 2, p. 54 - 63.

LÁSZLÓFFY (W.), 1948. - Régime des glaces de rivières. Houille Blanche, Grenoble, p. 469 - 491, 14 fig.

LÁSZLÓFFY (W.), 1960. - Examen des basses eaux. Assemblée d'Helsinki. Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 51, p. 132 - 139, 5 fig.

LÁSZLÓFFY (W.), 1964. - Caractérisation des variations de l'écoulement dans le temps. Assemblée de Berkeley, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., Publ. n° 63, p. 253 - 260, 8 fig.

LAUGIER (R.), 1957. - Le département de la Meuse. Etude géologique et hydrologique. B. Inst. Nat. Hyg., Paris, t. 12, n° 2, p. 457 - 526, 8 fig., 4 cartes.

LAUGIER (R.), 1959. - Etude hydrogéologique du cours inférieur de la Moselle en France. Aperçu stratigraphique, technique et pétrographique. Résultats des travaux de sondage du barrage d'Apach. B. Soc. Géol. France, Paris, t. I, n° 5, p. 527-534, 2 fig.

LAUGIER (R.), 1964. - Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France. Thèse sci. Nancy, 296 p. dactylog., fig., 1 carte h. - t.

LEBRETON (J.C.) et DICONNE (A.), 1963. - Etude des basses eaux de la Moselle en 1959 et en 1962. Commiss. ét. débits, Soc. Hydrot. France, Paris, 10 p. dactylog., 8 fig.

LECOLAZET (R.), 1950. - Les précipitations atmosphériques en Alsace et en Lorraine. Moyennes pluviométriques 1911 - 1940. A. Inst. Phys. Globe, Strasbourg, t. VI, p. 91 - 100, 1 carte.

LEFORT (A.), 1957. - Les variations des régimes pluviométriques saisonniers dans les Vosges de 1851 à 1930. R. Géogr. alp., Grenoble, t. XXXIV, p. 127 - 134, 2 fig.

LEGAGNEUR (F.), 1966. - Etude hydrogéographique de la vallée de la Sarre entre Sarre-Union et Herbitzheim. Thèse 3e Cycle, Strasbourg, 83 p. dactylog. 1 carte h. - t.

LEJEUNE (C.) et SAINTIGNON (M.F. de), 1970. - Les précipitations anormales de février à avril 1970 dans le Nord des Alpes françaises. R. Géogr. Lyon, vol. XLV, n° 3, p. 216 - 242, 12 fig., 8 tab.

LEMEE (G.), 1953. - Un exemple de la dynamique des groupements végétaux dans un lac-tourbière de cirque glaciaire vosgien : la tourbière de Frankental. Le Hohneck, Strasbourg, p. 193 - 196.

LEOPOLD (L.B.) et GORDON (M.), 1957. - River channel patterns : braided meandering and straight. Geol. Survey, Prof. Pap., Washington, 282 B, p. 35-85.

LEOPOLD (L.B.) et WOLMANN (M.G.), 1960. - River meanders. B. Geol. Soc. America, t. LXXII, p. 769 - 794.

LEOPOLD (L.B.), WOLMANN (M.G.) et MILLER (J.), 1964. - Fluvial processes in geomorphology. San Francisco et London, 522 p.

LE ROY LADURIE (E.), 1967. - Histoire du climat depuis l'an mil. Paris, Flammarion, 376 p., 31 fig.

LESER (H.) 1963. - Die Unwetter vom 4. und 5. Juli 1963 im Zeller Tal (Pfrimmgebiet, südliches Rheinhessen) und ihre Schäden. Ber. z. dtsch. Landeskde, Bad- Godesberg, t. 35, n° 1, p. 74 - 90, 3 cartes.

L'HOTE (Y.), 1967. - La Seille. Etude hydrologique. Thèse 3e Cycle, Paris, 205 p. dactylog., 56 fig., 33 tab.

LIEBSCHER (H.J.), 1968. - Einiges über stockastische Hydrologie. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 12., n° 4, p. 85-90.

LIEBSCHER (H.J.), 1970. - Hochwasserwahrscheinlichkeit. Ibid., t. 14, n° 4, p. 103 - 110, 8 fig.

LIEDTKE (H.), 1963. - Geologisch - geomorphologischer Uberblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Sierck und Remich. Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarlandes, Saarbrücken, t. VIII, p. 37 - 57, 6 fig.

LIEDTKE (H.), 1968. - Die geomorphologische Entwicklung der Oberflächenformen des Pfälzer Waldes und seiner Randgebiete. Ibid., t. spécial, 232 p., 48 fig.

LOBERT (A.) et DAUTY (J.), 1969. - Détermination des lois de probabilités des intensités et des durées des épisodes pluvieux, des sécheresses et des gelées. B. techn. inf., Min. Agric., Paris, n° 238, p. 285 - 289, 6 fig.

LOGINOV (V.F.) et SAZANOV (B.I.), 1967 - L'écoulement des rivières dans les différentes régions de l'hémisphère boréal aux différentes phases du cycle séculaire de l'activité solaire. Izv. Vses. Geogr. Obsc., Moscou, n° 6, p. 509 - 512, 2 fig.

LOPATIN (G.W.), 1962. - Intensität des Wassererosion auf dem Gebiet der U.S.S.R. Symposium de Bari, Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. sci., p. 43-51, 2 fig.

LOUIS (H.),1953. - Über die ältere Formementwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. Münch. geogr. H., n° 2, 97 p., 10 fig., 1 carte h. - t.

LOUIS (L.), 1887. - Le département des Vosges. Description, Histoire, Statistique. T. I : Géographie Physique. Epinal, 359 p., 87 tab. et 5 cartes h.-t.

LOUP (J.), 1966. - Précipitations annuelles dans les Alpes françaises du Nord. R. Géogr. alp., Grenoble, t. LIV, n° 2, p. 255 - 285, 3 fig.

LUCIUS (M.), 1948. - Enstehung und Entwicklung des Luxemburger Flusssystems. B. Soc. Natural. lux., Luxembourg, t. 42, p. 17 - 48, 2 fig.

LUCIUS (M.), 1950. - La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling). Ibid., t. 44, p. 279 - 308, fig.

LUGIEZ (F.), KASSER (P.), JENSEN (H.) et GUILLOT (P.), 1969. - La prévision des débits du Rhin. Un exemple de collaboration internationale en hydrologie. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. XIV, n° 3, p. 91 - 116, 14 fig.

MACAR (P.),,1955. - L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. Tr. Sém. Géogr. Univ. Liège, t. X, p. 1 - 23.

MACAR (P.) 1965. - Aperçu synthétique sur l'évolution géomorphologique de l'Ardenne, Géographie, Liège, n° 1, p. 43 - 51.

MACAR (P.) et ALEXANDRE (J.), 1960. - Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute Belgique. B. Soc. Belge. Géol., Bruxelles, t. LXIX, p. 295 - 315, 2 fig.

MADE (J.W. van der), 1965. - Folgen der Moselkanalisation für die Hochwasservoraussage. Rijkswaterstaat, 's Gravenhage, 7 p. dactylogr., 2 fig.

MAÏDOU (H.), 1968. - Le bassin versant de l'Euron (Moselle moyenne). Etude de géographie physique. Inst. Géogr. Nancy, Note rech. Géogr. Phys., 62 p. dactylogr., 12 fig.

MANIG (M.) et SCHIRMER (H.), 1961. - Das Klima des südlichen Schwarzwaldes. Einflüsse der Änderung des natürlichen Abflusses auf das Klima. Ber. dtsch. Wetterd., Offenbach-am-Main, t. 11, n° 77, 43 p., 13 fig., 31 tab., 9 cartes h. - t.

MÄRKI (E.), 1964. - Die Verunreinigung des Oberflächenwassers. Bedeutung der chemischen Komponenten und ihr Nachweis. Informations blatt n° 11, Föderation Europäischer Gewässerschutz, p. 8 - 18.

MATHIAS (K.), 1936. - Morphologie des Saartales zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. Decheniana, Bonn, t. 93, p. 1 - 112, 6 tab., 2 cartes.

MATHIAS (K.), 1952. - Die Entwicklung der Talmäander im Bereich der unteren Saar. A. Univ. Saraviensis, Saarbrücken, t. I, p. 355 - 369, 3 fig. 1 tab., 1 carte.

MATHIAS (K.), 1954. - Die Talmäander an der unteren Saar zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. Geogr. Rdsch., t. 6, n° 6, p. 212 - 215, 1 fig.

MATHIAS (K.), 1956. - Die Enstehung der Oberflächenformen des Saargebietes. Ibid. t. 8, n° 1, p. 8 - 16

MAUBEUGE (P.L.), 1956. - Hydrologie du bassin ferrifère lorrain. B. techn. Min. Fer France, Paris, n° 42, p. 1 - 21.

MAUBEUGE (P.L.), 1961 - Existence d'un cours d'eau d'origine vosgienne au Pliocène sur le Plateau du Dogger entre Meuse et Moselle. C.R.Ac.Sci., Paris, t. 252, p. 1189 - 1191.

MAZOIT (L.),1964.- Mesure de la charge solide en suspension par filtration sur membrane cellulosique. B. Assoc. int. Hydrol. sci., Gentbrugge, t. IX, n° 1, p. 97 - 102, 1 fig.

MILLOT (G.), 1950. - Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Sci. Nancy, 352 p. 20 fig.

MILLOT (G.), 1964. - Géologie des argiles. Paris, Masson, 499 p., fig.

MILLOT (G.), SITTLER (J.), ELLER (J.P. von) et SIMLER (L.), 1963. - Notice géologique et hydrogéologique du département du Bas- Rhin. B. Serv. Carte géol. Alsace- Lorraine, Strasbourg, t. 16, n° 2, p. 73 - 113, 6 fig.

MINOUX (G.), 1960. - Méthode et résultats d'étude des gîtes aquifères du Trias inférieur et moyen dans le bassin vosgien. 6es Journées Hydraul. Nancy, Soc. Hydrot. France, Paris, Quest. V, rapp. N° 5, 11 p., 9 fig.

MONHEIM (F.), 1949. - Das Neckarhochwasser vom 29.bis 30. Dezember 1947. Erdkde, t. 3, n° 2/3, p. 159-168, 8 fig.

MOOSBRUGGER (H.), 1957. - Le charriage et le débit solide en suspension des cours d'eau de montagne. Assemblée de Toronto, Gand, Assoc. int. Hydrol. sci., t. I, p. 203-231, 8 fig.

MORCRETTE (H.), 1955. - L'évolution actuelle de la vallée de la Seille dans son cours mosellan. Inst. Géogr. Nancy, Mém. compl. D.E.S., 36 p. dactylogr. fig.

MORDZIOL (C.), 1952. - Geologie von der Moselmündung. Beit. z. Rheinkde, Bonn, t. 2, n° 4, p. 17 - 24, 4 fig.

MOUNIER (J.), 1964. - La saison pluviométrique indigente dans les régions océaniques du Sud-Ouest de l'Europe : Bretagne et Galice. Norois, Poitiers, n° 43, p. 261 - 282, 9 fig.

MOUNIER (J.), 1965. - Evapotranspiration potentielle et besoins en eau. Ibid., n° 47, p. 349 - 352.

MULLER (A.), 1958. - Die Saar. Hydrographie und Wasserwirtschaft. Thèse Bonn, 199 p. dactylog., fig.

MULLER-MINY (H.), 1957. - Die Eifel als Naturraum. Ber. z. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg, t. 18, n° 1, p. 38-45.
MULLER-MINY (H.), 1960. - Die naturraümlichen Einheiten im Raum Saar-Nahe-Rhein. Ibid., t. 25, n° 1, p. 6-29.
MUSSET (R.), 1928. - Sur l'évolution des cours d'eau à méandres encaissés. A. Géogr., Paris, t. XXXVII, p. 491-501, 3 fig.
MUSSET (R.), 1943. - La distribution des pluies en France selon les saisons. Ibid., t. LII, p. 264-283, 1 pl. h. - t.
MUSSOT (R.), 1969. - Intérêt de l'utilisation des traceurs radioactifs dans la recherche en morphologie fluviale. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n°s 373-374, p. 459-466, 3 fig.
NEYERTZ (R.), 1960. - Le bassin versant luxembourgeois de la Moselle. Hydrologie, aménagement et utilisation des eaux. Inst. Géogr. Nancy., D.E.S., 162 p. dactylog., 12 fig., 8 cartes h. - t.
NEYERTZ (R.), 1960. - Contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de la Sûre et de deux affluents luxembourgeois de la Moselle (Syre, Aalbach). B. Soc. Natural. lux., Luxembourg, t. 54, p. 1-38, 2 fig.
NICOD (J.), 1949. - La crue de la Meurthe et de la Moselle, 28-31 décembre 1947. Inf. géogr., Paris, n° 1, p. 12-16, 5 fig.
NICOD (J.), 1966. - Considérations sur les teneurs en carbonates de quelques sources karstiques de Basse-Provence. Norois, Poitiers, n° 51, p. 315-329, 4 fig.
NICOLAS (A.), 1960. - Etude pétrographique de la région de Raon-l'Etape - Senones (Vosges). Thèse 3e Cycle, Paris, 84 p. dactylog., 1 carte h. - t.
NISBET (M.), 1958. - Aperçu chimique de quelques ruisseaux des Vosges : le Rabodeau et ses affluents. A. Stat. Hydrobiol. appl., Min. Agric., Paris, t. 7, p. 270-284, tab.
NOIRFALISE (A.), 1962. - Influence de quelques types de forêts sur le bilan des eaux d'infiltration. Techn. Eau, Paris, n° 186, p. 17-26.
NORDON (A.), 1928. - Morphologie glaciaire du bassin de la haute Meurthe. A. Géogr., Paris, t. XXX VII, p. 538-543.
NORDON (A.), 1931. - Etude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la haute Moselle. B. Soc. Géol. France, Paris, p. 245-288.
OESTERHAUS (M.), 1946. - Oscillations périodiques d'une durée de plusieurs années du Rhin à Bâle. Publ. Serv. Féd. Eaux, Berne, 117 p., fig.
ORIEUX (A.), GUIN (F.), POUGET (E.), BARBIA (A.) et SABADEL (H.), 1964. - Considérations sur le bilan hydrologique. II Torrents méditerranéens. Paris, Monograph. Mét. Nat., n° 37, p. 13-35, 12 fig.
PARDE (M.), 1919. - Les crues de décembre 1918 et janvier 1919 dans le bassin du Rhône. Rec. Tr. Inst. Géogr. alp., Grenoble, t. VII, p. 227-239, 2 fig.
PARDE (M.), 1920. - Le régime du Lot. A. Géogr., Paris, t. XXIX, p. 21-39, 1 fig.
PARDE (M.), 1925. - Le régime du Rhône. Thèse Doctorat, Lyon, Inst. Et. rhod. et P. Masson. T. I : Etude générale, 887 p. T. II : La genèse des crues, 440 p.

PARDE (M.), 1928 a. - Les crues du Rhône en décembre 1925 et février 1928. Et. rhod., Lyon, t. IV, p. 1-46, 4 fig.

PARDE (M.), 1928 b. - Périodicité des grandes inondations et crues exceptionnelles. R. Géogr. alp., Grenoble, t. XVI, p. 499-519.

PARDE (M.), 1931. - L'Ain. Etudes hydrologiques. B. Soc. Nat. Archéol. Ain, Bourg, n° 45, p. 45-74.

PARDE (M.), 1932. - L'abondance des cours d'eau. Mél. R. Blanchard, Grenoble, p. 421-466.

PARDE (M.), 1936. - Les cours d'eau les mieux alimentés du monde. Ass. Edimbourg, Assoc. int. Hydrol. scient., Paris, t. III, p. 181-194.

PARDE (M.), 1939 a. - Le régime de la Saône. B. Soc. Nat. Archéol. Ain, Bourg, n° 53, p. 84-112, 7 fig.

PARDE (M.), 1939 b. - Rapport entre l'intensité des pluies et les débits maxima des crues. R. Et. Calamités, Genève, t. II, p. 131-170, 10 fig.

PARDE (M.), 1939 c. - Hydrologie fluviale des Iles britanniques. A. Géogr., Paris, t. XLVIII, p. 369-384, 3 fig.

PARDE (M.), 1942. - Cours de Potamologie. Inst. Polytechn. Univ. Grenoble. T. I : Hydrologie fluviale, 246 p. dactylog. T. II : Dynamique fluviale, 462 p. dactylog.

PARDE (M.), 1945. - Profils en long, profils d'équilibre et dynamique fluviale, à propos d'un livre récent de P.S. Jovanovic. A. Géogr., Paris, t. LIV, p. 47-53.

PARDE (M.), 1945-1946. - Les méandres des rivières. R. géogr. Pyr. S.O., Toulouse, t. XVI-XVII, p. 67-88, 5 fig.

PARDE (M.), 1946. - Etudes critiques sur la hauteur des crues. R. Et. Calamités, Genève, t. IX, p. 1-49, 6 fig.

PARDE (M.), 1948. - Les pluies océaniques classiques dans l'Est de la France et l'averse des 28 et 29 décembre 1947 en Lorraine et en Alsace. Houille Blanche, Grenoble, n° spéc. B, p. 743-757, 8 fig., 4 tab.

PARDE (M.), 1949. - Sur un article de M.A. Cailleux. R. Géogr. Lyon, t. XXVI, p. 139-150.

PARDE (M.), 1950. - Influence de la couverture nivale sur le ruissellement et spécialement sur les inondations. Ass. Oslo, Assoc. int. Hydrol. scient., Gand, t. II, p. 175-181.

PARDE (M.), 1951. - Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les altérations corrélatives des lits fluviaux. R. Géogr. alp., Grenoble, t. XXX IX, p. 5-40, p. 289-315, p. 757-788.

PARDE (M.), 1953 a. - Sur le travail latéral des rivières. R. Géogr. Lyon, t. XXVIII, p. 353-358.

PARDE (M.), 1953 b. - La turbidité des rivières et ses facteurs géographiques. R. Géogr. alp., t. XLI, p. 399-421.

PARDE (M.), 1954 a. - Sur la genèse des méandres et les embarras de la dynamique fluviale. R. Géogr. Lyon, t. XXIX, p. 29-42.

PARDE (M.) 1954 b. - Beziehungen zwischen Abfluss und Niederschlag bei grossen Sommerhochwasser. Bonner géogr. Abhandl., H. 15, 59 p., 6 fig.

PARDE (M.), 1954 c. - Nouvelles données sur la crue du 15 août 1952 dans le Devon. A. Géogr., Paris, t. LXIII, p. 219-222.
PARDE (M.), 1954 d. - Sur les progrès récents de l'hydrologie fluviale. Et. et Mém. C.N.R.S., Paris, t. III, p. 99-169.
PARDE (M.), 1954 e. - Sur les érosions superficielles, les transports solides et les remblaiements effectués par les eaux courantes. Ass. Rome, Assoc. int. Hydrol. scient., Gand, t. I, p. 194-206.
PARDE (M.), 1954 f. - Les abaques de M.W. Wundt pour évaluer les débits moyens annuels des rivières d'après les précipitations et les températures. A. Géogr., Paris, t. LXIII, p. 52-56.
PARDE (M.), 1956 a. - Les crues survenues en France de 1951 à 1955. Symp. Darcy, Assoc. int. Hydrol. scient., Gand, t. III, p. 207-221.
PARDE (M.), 1956 b. - Sur les transports de matériaux de fond par les rivières à propos d'un mémoire de M. Janos Bogardi. R. Géomorph. dyn., Paris, p. 129-142, 3 fig.
PARDE (M.), 1956 c. - Quelques problèmes relatifs à la climatologie et à l'hydrologie des montagnes. Météorologie, Paris, p. 231-237.
PARDE (M.), 1957 a. - Katastrophale Abflüsse als Funktion der Einzungsgebiete. Mitt. Geogr. Ges. Wien, t. 99, 34 p., 5 fig.
PARDE (M.), 1957 b. - Etiages surabondants de quelques rivières. Ass. Toronto, Assoc. int. Hydrol. scient., t. III, Gentbrugge, p. 106-113.
PARDE (M.), 1958 a. - Crues récentes de saison chaude sur la Seine et la Saône. A. Géogr., Paris, t. LXVII, p. 343-345.
PARDE (M.), 1958 b. - Les crues dans le bassin du Rhône en décembre 1954 et janvier 1955. Ibid., p. 448-452.
PARDE (M.), 1959 a. - Sur les fontes de neiges lors des crues. La grande crue alpestre de juin 1957. Quelques données. R. Géogr. alp., Grenoble, t. XLVII, p. 325-361, 1 fig.
PARDE (M.), 1959 b. - La crue de la Seine en janvier 1955. A. Géogr., Paris, t. LVIII, p. 358-360.
PARDE (M.), 1959 c. - Quelques considérations générales sur l'hydrologie du Rhin et sur les aménagements de ce fleuve. Houille Blanche, Grenoble, n° 2 spéc., p. 101-114, 1 fig.
PARDE (M.), 1960. - Cours d'hydrologie fluviale. Inst. Géogr. alp., Grenoble, 145 p. dactylog.
PARDE (M.), 1961. - Sur la puissance des crues en diverses parties du monde. Geographica, Saragosse, n° spéc., 293 p., 63 fig.
PARDE (M.), 1964 a. - Quelques notions nouvelles ou améliorées sur l'érosion et les transports solides. Ass. Berkeley, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 166-176 (Publ.n° 65).
PARDE (M.), 1964 b. - Averses de type classique et averses aberrantes. Ibid., p. 243-265, 11 fig.
PARDE (M.), 1964 c. - Etudes potamologiques sur la Loire et ses affluents. Norois, Poitiers, n° 44 bis, 183 p., 15 fig.
PARDE (M.), 1965. - Influence de la perméabilité sur le régime des rivières. Colloq. geogr., Bonn, t. 7, 100 p. , 24 fig.

PARDE (M.), 1968. - Fleuves et rivières. Paris, A. Colin, Coll. U 2, 5e éd., 245 p., 18 fig.

PARDE (M.) et CHARTIER (M.), 1960. - Les crues. Inf. géogr., Paris, p. 60-67.

PARDE (M.) et FRECAUT (R.), 1961. - Chronique hydrologique de l'Europe continentale. R. géogr. Est, Nancy, t. I, n° 4. Causes météorologiques des crues : p. 399-402. Oscillations climatiques et régimes fluviaux : p. 402-404.

PARDE (M.) et FRECAUT (R.), 1962. - Chronique hydrologique de l'Europe continentale. Ibid., t. II, n° 4. Types d'averses : p. 411-415, 1 fig. Hautes eaux et crues : p. 415-422. Régions boisées et hydrologie fluviale : p. 422-428.

PARDE (M.) et FRECAUT (R.), 1967. - Les glaces fluviales en milieu tempéré océanique et continental. Ibid., t. VII, n° 4, p. 461-476.

PARDE (M.) et GIBERT (E.), 1951. - Régime du cours inférieur de la Loire. Mém. et Tr. Soc. hydrot. France, Paris, n° spéc. A, p. 287-294, 3 fig.

PARDE (M.) et SANSON (J.), 1950. - La sécheresse des années 1942-1949 en France. R. Géogr. alp., Grenoble, t. XXX VIII, p. 369-404, 2 tab.

PEDELABORDE (P.), 1953. - Un exemple de circulation atmosphérique générale. La circulation sur l'Europe occidentale. A. Géogr., Paris, LXII, p. 401-407.

PEDELABORDE (P.), 1957 a. - Les oscillations climatiques. Inf. géogr., Paris, p. 154-159, 3 fig.

PEDELABORDE (P.), 1957 b. - Le climat du Bassin Parisien. Thèse Doctorat, Paris, Libr. Médicis, 539 p. Atlas 116 pl.

PEDELABORDE (P.), 1968 a. - Les bilans hydriques. C. Géogr. Québec, t. XII, n° 25, p. 5-17.

PEDELABORDE (P.), 1968 b. - Remarques sur les variations de volume des précipitations. Mél. M. Pardé, Gap, p. 499-504.

PEDELABORDE (P.), 1970. - Introduction à l'étude scientifique du climat. Paris, S.E.D.E.S., 246 p., 150 fig.

PEGUY (Ch.P.), 1952. - La neige. Paris, P.U.F., Coll "Que sais-je ?", n° 538, 120 p., 17 fig.

PEGUY (Ch.P.), 1965. - Schématisation et représentation cartographique des régimes pluviométriques. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n°s 338-339, p. 2-15, 5 fig.

PEGUY (Ch.P.), 1968. - Quelques réflexions sur la signification des régimes pluviométriques moyens d'inégales durées de référence. Mél. M. Pardé, Gap, p. 505-515, 2 fig.

PEGUY (Ch.P.), 1970. - Précis de Climatologie. Paris, Masson, 2e éd., 468 p., 119 fig., 3 h. - t. et 20 tab.

PEGUY (Ch.P.) et MOUNIER (J.), 1968. - Une méthode de recherche climatique : l'analyse fréquentielle des précipitations tombées en 24 heures. A. Géogr., Paris, t. LXXVII, p. 711-720, 8 fig.

PEGUY (Ch.P.) et SAINTIGNON-TOUR-RILHES (M.F. de), 1966. - L'information climatique en France. Ibid., t. LXXV, p. 657-672, 3 fig.

PENMANN (H.L.), 1954. - Evaporation over parts of Europe. Ass. Rome, Assoc. int. hydrol. scient., Gand, t. III, p. 168-176, 1 fig.

PENMANN (H.L.), 1968. - The role of vegetation in soil water problems. Symp. Wageningen, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 49-59, 2 fig. (Publ. n° 82).

PERIAUX (J.), 1961. - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse Doctorat, Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, n° 18, 236 p., 27 fig.,.46 tab.

PFEIFFER (D.), SCHÄDEL (K.) et SCHERER (H.), 1953. - Hydrogeologische Ubersichtkarte 1/500 000. Erlaüterungen zu Blatt Karlsruhe. Amt Landeskde, Remagen, 78 p., 4 fig.

PFEIFFER (D.), et QUITZOW (H.W.), 1955. - Hydrogeologische Ubersichtkarte 1/500 000. Erlaüterungen zu Blatt Köln. Id., 162 p., 13 fig., 10 tab.

PIERQUIN (M.F.), 1964. - Contribution à l'étude des transports solides de saison froide dans le bassin de la Moselle. D.E.S., Mém. princ., Inst. Géogr., Nancy, 98 p. dactylog., 21 fig.

PINARD (J.), 1965 a. - Les précipitations et les types de temps à l'origine des crues dans le Nord-Ouest du Massif Central (1953-1962). Monogr. Mét. Nat., Paris, n° 42, 18 p., cartes h. - t.

PINARD (J.), 1965 b. - La Charente. Ses débits, ses crues et les marées d'estuaire. Norois, Poitiers, n° 47, p. 357-363.

PINARD (J.), 1966. - Le bassin de la Vienne. Ses débits et ses crues. Ibid., n° 51, p. 371-381, 4 fig.

PINARD (J.), 1967. - Notes sur une étude des qualités des eaux de la Vienne. Ibid., n° 55, p. 511-512.

PINCHEMEL (P.), 1950. - L'étude des réseaux hydrographiques. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, n°s 208-209, p. 72-80, 2 fig.

PINCHEMEL (P.), 1957. - Densité de drainage et densité de vallées. The earth its crust and its atmosphere, Leyde, p. 159-192.

PISOTA (I.T.), TRUFAS (V.) et CIUMPILEAC (G.), 1968. - Le régime thermique du Danube. R. roum. Géol. Géoph. Géogr., Bucarest, sér. géogr., t. XII, n° 1-2, p. 95-99, 3 fig.

PLOTNIKOV (N.A.), 1962. - Ressources en eaux souterraines. Classification et méthodes d'évaluation. Paris, Gauthier-Villars, 194 p., 30 fig., 20 tab.

POGGI (A.), 1958. - Contribution à la connaissance de la distribution altimétrique de la durée de l'enneigement dans les Alpes françaises du Nord. Ber. dtsch. Wetterdienstes, Offenbach-am-Main, t. 54, p. 134-149.

POLGE (H.), 1963. - Les forêts du versant occidental. Le Hohneck, Strasbourg, p. 361-378.

PONCELET (L.) et MARTIN (H.), 1947. - Esquisse climatologique de la Belgique. Mém. Inst. Rech. mét. Belgique, Bruxelles-Uccle, t. XXVII, 265 p., tab. et cartes.

PONCET (A.), 1968. - Influences végétales, notamment forestières, sur le bilan hydrique et esquisse d'un programme montagnard. Mél. M. Pardé, Gap, p. 543-557.

PRECHEUR (C.), 1961. - Les voies d'eau navigables lorraines au Sud de Thionville. B. Soc. lorr. Et. loc., Nancy, n° 14, p. 12-26, 1 fig.

RANGE (P.), 1951. - Die drei kalten Kriegswinter 1939/40, 1940/41, 1941/42. Erde, n° 3, p. 26-35.

RAPPORT DE LA COMMISSION D'ETUDE TECHNIQUE DES INONDATIONS DE DECEMBRE 1947 DANS LE BASSIN LORRAIN, 1949. - Nancy, 126 p., 30 fig.

RAULIN (V.), 1878. - Observations pluviométriques faites dans l'Est de la France (Alsace, Vosges, Lorraine, Bresse, Jura, Champagne et Bourgogne) de 1763 à 1870. Actes Acad. Sci. Arts Bordeaux, 98 p.

RAULIN (V), 1881. - Observations pluviométriques faites dans la France septentrionale (Est, Neustrie et Bretagne). Bordeaux et Paris, 810 p., 2 cartes h. - t.

RAULIN (V.), 1893. - Observations pluviométriques faites dans l'Est de la France pendant la période décennale 1871 - 1880. Mém. Soc. philom. Verdun, p. 1 - 27.

REICHRATH (J.), 1937. - Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flussgebietes der mittleren und unteren Saar. Decheniana, Bonn, t. 96 A, p. 3 - 282, 33 fig.

REMENIERAS (G.), 1960 a. - L'hydrologie de l'ingénieur. Paris, Eyrolles, 413 p., fig.

REMENIERAS (G.), 1960 b. - Eléments d'hydrologie appliquée. Paris, A. Colin, 208 p., 48 fig.

REMPP (G.), 1937. - Le climat de l'Alsace. Strasbourg, 52 p., 12 fig.

RENAUT (G.), 1967 a. - Les grouines périglaciaires du rebord de plateau du Barrois et de la Côte de Meuse entre Saint-Mihiel et Domrémy. D.E.S., Mém. princ., Inst. Géogr. Nancy, 102 p. dactylog., 38 fig., 13 tab., 1 carte h. - t.

RENAUT (G.), 1967 b. - Etude critique du déficit d'écoulement et de l'évapotranspiration. Bassin supérieur et moyen de la Moselle. D.E.S., Mém. compl., Inst. Géogr. Nancy, 37 p. dactylog., 15 fig., 17 tab., 1 carte h. - t.

RENOU (E.), 1868. - Températures de la Seine et de quelques autres rivières comparées à celles de l'air. A. Soc. mét. France, Paris, p. 179 - 186.

RHEIN (Der), Ausbau, Verkehr, Verwaltung, 1951. Duisburg, 477 p.

RHEINSTROM (Der) und seine wichtigsten Neben_flüsse von den Quellen biszum Austritt aus dem Deutschen Reich. Berlin, Ernst u. Sohn, 359, 45 tab., 22 pl. h.-t.

RINSUM (A. von), 1959. - Querverbindung in der Gewässerkunde. Beziehungen zwischen Abfluss und Geschiebeführung. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 3, n° 5, p. 89 - 104, 21 fig.

RIDDER (N. de), 1957. - Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des luxemburgischen Moselgebietes. Thèse, Utrecht, 138 p., fig.

ROBELIN (M.), 1962. - Evaporation réelle de différents couverts végétaux bien alimentés en eau et évapotranspiration potentielle. Détermination expérimentale. A. agron., Paris, t. 13, p. 493 - 522.

ROCHE (H. de la), 1964. - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. Terre, Nancy, t. IX, n° 3, p. 293 - 337.

ROCHE (M.), 1963. - Hydrologie de surface. Paris, Gauthier-Villars, 430 p., 204 fig.

ROCHE (M.), 1968. - Les équations générales de l'écoulement. Mél. M. Pardé, Gap, p. 585 - 595.

ROCHE (M.), 1969. - Les processus du raisonnement chez l'hydrologue. B. Sect. Géogr., Comit. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. 1 - 10.

ROCHEFORT (M.), 1963. - Les fleuves. Paris, P.U.F., Coll. "Que sais-je ?" n° 1077, 128 p., 20 fig.

RODIER (J.), 1960. - L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau. Eaux naturelles et eaux usées. Paris, Dunod, 358 p.

RODIER (J.A.), 1964. - Irrégularité temporelle des cours d'eau et les facteurs qui la conditionnent. Ass. Berkeley, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 207 - 213 (Publ. n° 63).

RODIER (J.A.), 1969. - Caractères généraux des régimes hydrologiques des grands fleuves d'Afrique tropicale dans l'hémisphère Nord. B. Sect. Géogr., Comit. Tr. hist. sci., Paris, t. LXXX, p. (15 - 541, 15 fig.

RODRIGUEZ (I.), ITURBE (A.) et YEVDJEVICH (V.M.), 1968. - The investigations of relationship between hydrologic time series and sunspot numbers. Colorado State Univ., Hydrol. Pap., Fort - Collins, n° 26, 49 p., 28 fig.

ROGE (M.), 1968. - Le bassin versant de la Belbriette (Vosges Centrales). Etude de Géographie Physique. Note rech., Inst. Géogr. Nancy, 62 p. dactylog., 21 fig.

ROGNON (P.), CUSSENOT - CURIEN (M.), SEYER (C.) et WEISROCK (A.), 1967. Remarques sur le comportement des grès et des granites vosgiens sous climat froid. R. géogr. Est, Nancy, t. VII, n° 4, p. 403 - 418, 5 fig., 1 carte h. - t.

ROL. (R.), 1937. - Contribution à l'étude de la répartition du sapin. A. Ecole Nat. Eaux Forêts, Nancy, p. 237 - 290.

ROSART. (A.), 1964. - Etude de deux averses océaniques classiques de saison froide dans le Nord-Est de la France. (Février 1958). D.E.S., Mém. compl., Inst. Géogr. Nancy, 17 p. dactylog., cartes.

ROSSL (G.), 1956. - Rapport préliminaire concernant l'étude des problèmes de transport, de sédimentation et de métabolisme dans le Rhin à l'aide de radionuclides sélectionnés. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 32 p. dactylogr.

ROTHE (J.P.), 1948. - Les causes météorologiques des inondations de décembre 1947 dans le Nord-Est de la France. A. Géogr., Paris, t. LVII, p. 205-211, 2 fig.

ROTHE (J.P.) et HERRENSCHNEIDER (A.), 1963. - Climatologie du Hohneck. Le Hohneck, Strasbourg, p. 63 - 93, 16 fig., 8 tab.

ROUGERIE (G.) 1961. - Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieux cristallins tropical humide et tempéré humide (premiers résultats). A. Géogr., Paris, LXX, p. 45 - 50.

ROUGERIE (G.), 1965. - Mobilisation des débris et pertes de substance dans la région du Ballon d'Alsace. R. géogr. Est, Nancy, t. V, n° 4, p. 483 - 497, 2 fig. 6 tab.

ROUSSEAU (J.), 1960. - Statistique des types de temps de la région lorraine. R. Géogr. Lyon, t. XXXV, p. 213 - 224, 2 fig., 3 tab.

ROUSSEL (F.X.), 1967. - L'alimentation en eau de l'agglomération nancéienne. D.E.S, Mém. compl., Inst. Géogr. Nancy, 47 p. dactylog.

ROYER (G.), 1965. - Nature des transports solides en solution et en suspension dans le bassin moyen de la Moselle. D.E.S., Mém. complém., Inst. Géogr. Nancy, 48 p. dactylog., 1 carte h. - t.

RUTTER (A.J.), 1967. - L'évaporation dans les forêts. Endeavour, Londres, t. XXVI, p. 39 - 43, 5 fig.

SAGLIO (J.F.), 1969. - L'Agence Financière de Bassin "Rhin-Meuse". Eau, Paris, n° 3, p. 135 - 143, 2 fig.

SALOME (A.I.), 1968. - A Geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges. Thèse, Utrecht, 98 p., 17 fig.

SANSON (J.), 1945. - Recueil de données statistiques relatives à la climatologie de la France (1891 - 1930). Mémor. Mét. Nat., Paris, n° 63, 148 p. 15 tab., 1 carte h. - t.

SANSON (J.), 1947. - Les caractères exceptionnels de l'hiver 1946 - 1947. Météorologie, Paris, p. 24 - 32.

SANSON (J.), 1950. - La sécheresse remarquable de l'année agricole 1948 - 1949. A. Géogr., Paris, t. LIX, p. 234 - 235.

SANSON (J.), 1951. - La sécheresse remarquable de la période 1941 - 1949. Météorologie, Paris, p. 1 - 18, 2 fig., 11 tab.

SAUZAY (G.), 1967. - Méthode du bilan des taux de comptage d'indicateurs radioactifs pour la détermination du débit de charriage des lits sableux. Thèse Docteur-Ing., Fac. Sci., Toulouse, 159 p., 48 fig.

SCHIRMER (H.), 1963. - Amtlichen Gutachten über die klimatischen Verhältnisse insbesondere die des Niederschlages im Niederschlagsgebiet der Mosel (Bereich der Bundesrepublik). Deutscher Wetterdienst, Offenbach-am-Main, 45 p. dactylog., 8 fig., 11 tab.

SCHOELLER (H.), 1962. - Les eaux souterraines. Paris, Masson, 642 p., 187 fig.

SCHON (K.), 1959. - Die Verschmutzung von Saar und Mosel durch die Montanindustrie des saarländisch - lothringischen Industriereviers. Fischwirtschaft, t. 9, n° 2, p. 33 - 46.

SCHWICKERATH (M.), 1967. - Die Vegetationskarte des Hohen Venns und der Nordeifel. Ber. dtsch. Landeskde, Bad-Godesberg, t. 39, n° 2, p. 313 -325, 2 cartes

SCHWILLE (F.), 1960. - Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung im Moseltal zwischen Trier und Koblenz. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 4, n° 6, p. 122 - 128.

SCHWILLE (F.), 1968. - Kernkraftwerke und Grundwassernutzung. Eine Aufgabe der wasserwirtschaftlichen Planung. Ibid., t. 12., n° 4, p. 95 - 103, 3 fig.

S.E.B.E.L. et C.I.C.E.C., 1963. - Etude hydrologique du Rupt de Mad. 32 p. dactylog. 17 fig., 16 tab.

SEMMLER (W.), 1951 - 1952. - Das Hochwasser der Saar vom 29. - 31. Dezember 1947. - Decheniana, Bonn, t. 105 - 106, p. 81 - 112.

SEMMLER (W.), 1954. - Die geologischhydrologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Saarlandes. Z. D. Geol. Ges., t. 106, p. 131 - 168, 35 fig.

SEMMLER (W.), 1960. - Die hydrologischen Verhältnisse des lothringischen Buntsandsteinsattels. Abh. D. Akad. Wiss., Berlin n° 1, p. 350 - 368, 10 fig.

SEPULCHRE (J.H.), 1962. - Les averses de saison chaude dans le Nord-Est de la France (1955 - 1960). D.E.S., Mém. compl., Inst. Géogr. Nancy, 43 p. dactylog., 14 fig.

SERET (G.), 1965. - La succession des épisodes fluviatiles, périglaciaires et fluvioglaciaires à l'aval des glaciers. Z. Geomorph., t. 9, n° 3, p. 305-320, 7 fig.

SERET (G.), 1966. - Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. R. belge Géogr., Bruxelles, n° 2-3, 577 p., 77 fig.

SERRA (L.), 1960. - Caractéristiques et causes météorologiques des sécheresses. Fréquences d'apparition. Ass. Helsinki, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 48-59, 7 fig. (Publ. n° 51).

SERRA (L.), 1964. - Fluctuations de l'hydraulicité à l'échelle continentale. Ass. Berkeley, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 269-280, 5 fig. (Publ. N° 63).

SERRA (L.), 1968. - Répartition temporelle et spatiale des périodes sèches, normales ou humides. Mél. M. Pardé, Gap, p. 615 - 622.

SEZE (F.R.de), 1963. - Etude hydrologique des bassins de la Liepvrette et du Giessen. Thèse 3e Cycle, Strasbourg, 120 p. dactylog., fig.

SEZE (F.R. de) et RENAUT (G.), 1967. - Ressources en eau des bassins de la Moselle et de la Meuse. Inventaire des données climatologiques et hydrométriques. Mission technique de l'Eau,,Metz. T. I : Texte. T. II : Documents annexes. 57 p. dactylog., 6 cartes h. - t.

SEZE (F.R. de) et ZUMSTEIN (J.F.), 1968. - Régularisation de la Moselle. Etude hydropluviométrique aux sites des barrages - réservoirs. Agence Financière de bassin "Rhin-Meuse", Metz, 51 p. dactylog. 1 carte h. - t.

SIMMLER (F.), 1962. - Le granite des crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux - Mines (Vosges). Etude pétrographique et minéralogique. B. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, Strasbourg, t. 15, n° 3, p. 87 - 126.

SITTIG (C.), 1933. - Topographie préglaciaire et topographie glaciaire dans les Vosges alsaciennes du Sud. A. Géogr., Paris, t. XLII, p. 248 - 265, 5 fig.

SITTIG (C.), 1936. - Le problème des terrasses fluviales. A propos d'une vallée du Massif Schisteux Rhénan. Ibid., t. XLV, p. 136 - 149.

SMET (R.E. de) et SOUCHEZ (R.), 1962. - Un exemple de passage de méandres sculptés à des méandres imprimés. R. belge Géogr., Bruxelles, n° 1, p. 73-82, 4 fig.

SMOTKINE (H.), 1969. - Les crues de l'Elbe en Bohême. B. Sect. Géogr., Comit . Tr. hist. et sci., Paris, t. LXXX, p. 427 - 439, 3 fig.

SNEYERS (R.), 1964. - La statistique de l'enneigement du sol en Belgique. Arch. Mét. Geophys. Bioklim., Vienne, Sér. B, t. 13, n° 4, p. 503-520, 10 fig.

SOLDAN (A.), SEIFERT (R.) et FRIEDERICH (W.), 1929. - Gutachten der Preussischen Landesanstalt für Gewässerkunde über die Usachen und den Verlauf des Hochwassers im Rheingebiet im Dezember 1925 und Januar 1926 und über die Massnahmen zur Verhütung von Hochwasserschäden. Jahrb. Gewässerk. Norddeutschlands, Bes. M., Berlin, Ernst u. Sohn, t. 5., n° 2, 58 p., 16 tab. 18 pl. h. - t.

SOMMELET (H.), 1965. - Bassin versant de la Sarre. Etude hydrologique de la région du bief de partage des Vosges, du Canal de la Marne au Rhin et des Houillères, de la Sarre. Thèse 3e Cycle, Strasbourg, 110 p. dactylog. 15 fig., 15 tab.

SOONS (J.), 1958. - Formes des vallées dans les Vosges. R. Geomorph. dyn, Paris, n° 7-8, p. 65-72, 6 fig.

SORG (W.), 1963. - Grundlagen einer Klimakunde des Saarlandes nach die Messungen von 1949 bis 1960. Arb. geogr. Inst. Univ. Saarlandes, Saarbrücken, t. VIII, p. 1 - 36, 8 fig.

SOUCHEZ (R.), 1963. - Evolution des versants et théorie de la plasticité. R. belge Geogr., Bruxelles, n° 1, p. 9 - 94, 24 fig.

SOUCHEZ (R.), 1966 a. - Influences paléoclimatiques sur le modelé du plateau gréseux de la Lorraine belge. A. Géogr., Paris, t. LXXV, p. 401-409, 3 fig.

SOUCHEZ (R.), 1966 b. - Réflexions sur l'évolution des versants sous climat froid. R. Géogr.phys. Géol. dyn., Paris, t. VIII, p. 317-334.

STACHY (J.), 1969. - Prévisions à long terme de l'écoulement riverain en Pologne. B. Assoc. int. Hydrol. scient.,Gentbrugge, t. XIV, n° 4, p.33-43, 4 fig.

STEVENS (C.), 1957. - Le paradoxe hydrographique du Bas -Luxembourg. B. Soc. belge Géol., Bruxelles, t. LXVI, p. 187-190.

STEVENS (C.), 1958. - Principes de géomorphologie ardennaise. Ibid., t. LXVII, p. 158 - 172.

STEVENS (C.), 1960. - La géomorphologie de l'Ardenne et ses problèmes. Ibid., t. LXIX, p. 410-429, 3 fig.

STICKEL (R.), 1927. - Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beit. Landeskde Rheinlande, Leipzig, t. 5, 104 p.

STRAKA (H.), 1952. - Zur spätquartären Vegetationgeschichte der Vulkaneifel. Arb. Rhein. Landeskde, Bonn, n° 1, 116 p., 7 fig., 5 tab.

STRAUSS (R.), FRECAUT (R.), et BRAUN (B.), 1965. - Recherches sur quelques éléments chimiques dans les eaux fluviales (Bassin de la Moselle). R. Géogr. Est, Nancy, t. V, n° 3, p. 335-344, 4 tab.

STURZ (O.), 1969. - Betrachtungen zur chemischen Beschaffenheit des Mains in den Abflussjahren 1958-1967. D. Gewässerk. M., Koblenz, t. 13, n° 3, p. 66-73, 2 fig.

SUNDBORG (A.), 1967. - Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology. I general views and graphic methods. Geogr. A., t. 49 A, p. 333-343.

SYMOENS (J.J.), 1957. - Les eaux douces de l'Ardenne et des régions voisines. Les milieux et leur végétation algale. B. Soc. roy. Bot. Belgique, Bruxelles, t. LXXXIX, p. 111-314, 24 fig.

SYMPOSIUM DE LENINGRAD, 1969. - Les crues et leur évaluation. Gentbrugge, Assoc. int. Hydrol. scient. et U.N.E.S.C.O., 985 p. (Publ. nos 84 et 85).

TABUTEAU (M.), 1960. - Etude graphique pour les conséquences hydro-érosives du climat méditerranéen. B. Assoc. Géogr. franç., Paris, nos 294-295, p. 130 - 142, 2 fig.

TACON (F.le), 1967. - Les sols d'un massif forestier des Basses-Vosges. Les stades d'évolution. A. Sci. forest., Paris, t. 24, n° 3, p. 177-203, 9 fig.

TAILLEFER (F.), 1945 - 1946. - Profil d'équilibre et tracé d'équilibre. Méandres et divagations dss rivières. R. géogr. Pyr. S.O., Toulouse, t. XVI-XVII, p. 20 p. 202 - 233.

TEIN (M. von), 1891. - Auftreten und Verlauf der Hochwasser von 1824, 1845, 1852, 1876 und 1882 - 1883. Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiet, T. II, Berlin, Ernst u. Sohn, 123 p., tab., 7 pl. h. - t.

TEIN (M. von), 1897.a- Die Anschwellungen im Rhein, ihre Fortpflanzung im Strome nach Mass und Zeit unter der Einwirkung der Nebenflüsse. Ibid., t. III, 91 p., 16 tab., 10 pl. h. - t.

TEIN (M. von) 1897 b. - Auftreten und Verlauf des Hochwassers vom März - April 1895. - Ibid., t. IV, 57 p., tab., 5 pl. h. t.

TEIN (M. von), 1898. - Auftreten und Verlauf des Hochwassers vom März 1896. Ibid. t. V, 55 p., tab., 2 cartes h. - t.

TEIN (M. von), 1901. - Das Maingebiet. Ibid. t. VI, 145 p., 45 tab., 9 pl. h.-t.

TEIN (M. von), 1905. - Das Moselgebiet. Ibid. t. VII, 69 p. 32 tab., 12 pl. h. t.

TEIN (M. von), 1908. - Der Abflussvorgang im Rhein unter der Wechselnden Wasserlieferung des Stromgebietes und die Vorherbestimmung der Rheinstände. Ibid. t. VIII, 51 p., 27 tab., 1 carte h. t.

TERNANT (H.), 1965. - Alimentation en eau de la Région lorraine. Monit. Tr. publ. Bât., Paris n° 50, p. 17 - 31, 2 fig., 2 tab.

THEOBALD (N.), 1930. - Note sur le contact entre les quartzites dévoniens et le grès à Voltzia dans le pays de Sierck. C.R. Soc. géol. France, Paris, p. 212 - 213.

THEOBALD (N.), 1932. - Le pays de Sierck. Description géologique comprenant une étude détaillée des terrasses de la Moselle entre Koenigsmacker et Sierck. B. Soc. Hist. nat. Moselle, Metz, t. IX, p. 5 - 45.

THEOBALD (N.), 1950. - Evolution de la Sarre et de la Rosselle au Quaternaire moyen. C.R. Soc. géol. France, Paris, p. 127 - 129.

THEOBALD (N.), 1956. - Tectonique de la vallée de la Moselle entre Metz et Thionville. C.R. Ac. Sci., Paris, t. 243, p . 1536. - 1538.

THEOBALD (N.) et GARDET (G.), 1935. - Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. B. Cent. Soc. Hist. nat. Moselle, Metz, p. 69 - 100, 2 tab., 4 pl. h. - t.

THORNTWAITE (C.W.), 1954. - The measurement of potential evapotranspiration. New-Jersey, John P. Mather, 225 p.

THORNWAITE (C.W.) et MATHER (J.R.), 1957. - Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. New-Jersey, Drexel Inst. Technol., Publ. Climatol. Vol, X, n° 3, 311 p.

TICHY (F.), 1951. - Die Lahn. Geographische Grundlagen einer Wasserwirtschaft. Marb. geogr. Schrift., t. 2, 124 p., 21 fig, 31 tab.

TIL (K.van), 1956. - Transport of sand in the Netherlands Rhine branches. B. perm. int. Assoc. Navig. Congress, Arnhem, t. 30, p. 83 - 136, 16 fig.

TIMMERMANN (O.), 1959. - Heterogene Flussläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkm für die Morphogenese. Das Flussnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. Z. Géomorph., t. 3, n° 1, p. 63 - 84, 7 fig.

TISON (L.J.), 1951. - Transport de matières solides et sédimentation dans la vallée de l'Escaut. Ass. Bruxelles, Assoc. int. Hydrol. scient., Gand, t. II, p. 121-123.

TOPS (J.W.), WEMELSFELDER (P.J.) et VOLKER (A.), 1959. - Le Rhin en Hollande. Houille Blanche, Grenoble, n° 2, spéc. p. 249 - 269, 16 fig.

TRICART (J)., 1948. - La partie orientale du Bassin Parisien. Etude morphologique. Thèse Doctorat, Paris, C.E.D.E.S. T.I : La genèse du bassin, 206 p., 30 fig., 1 pl. h.-t. T. II (1952) : L'évolution morphologique au Quaternaire, 474 p. 90 fig. 1 pl. h. - t.

TRICART (J.) 1949. - Les phénomènes périglaciaires dans les Vosges gréseuses C.R. Soc. Géol. France, Paris, p. 351 - 353.

TRICART (J.), 1955. - L'origine des méandres fluviatiles. C.R. Ac. Sci., Paris, t. 240, p. 219 - 220.

TRICART (J.), 1956. - Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. Paris, 40 p., 3 cartes h. - t.

TRICART (J.), 1960. - Les types de lits fluviaux. Inf. géogr., Paris, n° 5, p. 210 - 214.

TRICART (J.), 1961 - Etude critique d'un essai d'application des méthodes radioactives aux problèmes de dynamique fluviale. R. Géomorph. dyn., Paris, p. 99 - 104.

TRICART (J.), 1962. - Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. Symp. Bari, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 233 - 243 (Publ. n° 61).

TRICART (J.), 1963. - Aspects et problèmes géomorphologiques du Massif du Hohneck. Le Hohneck, Strasbourg, p. 43 - 62.

TRICART (J.), 1965. - Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris, Masson, 496 p., 35 fig., 8 pl. h - t.

TRICART (J.), 1968. - Méthode de cartographie au 1/1 000 000e du contexte hydrologique élaborée au Centre de Géographie Appliquée de Strasbourg. Mél. M. Pardé, Gap. p. 671 - 682, 2 cartes h. - t.

TRICART (J.) et HIRSCH (F.), 1960. - Relations entre le débit et la superficie des bassins fluviaux. A. Géogr., Paris, t. LXIX, p. 449-461, 12 fig.

TRICART (J.) et VOGT (J.), 1967. - Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. Geogr. A., t. 49 A, p. 351-366.

TROLL (C.), 1954. - Über Alter und Bildung von Talmeander. Erdkunde, t. VIII p. 286 - 302.

TROMBE (F.), 1951 - Les eaux souterraines. Paris, P.U.F., Coll. "Que sais-je ?", n° 455, 126 p., 42 fig.

TSCHIRHART (G.), 1960. - Notes sur la variation temporelle des précipitations. Ass. Helsinki, Assoc. int. Hydrol. scient., Gentbrugge, p. 238-249, 11 fig. (Publ. n° 53).

TSCHIRHART (G.),1963. - Introduction à l'étude des sécheresses. Comm. ét. débits, Soc. Hydrot. France, Paris, 8 p. dactylog., 10 fig.

TSCHIRHART (G.), 1969. - Causes et caractéristiques des sécheresses. B. Techn. Inf. Min. Agric., Paris, n° 237, p. 79 - 92, 10 fig.

TURC (L.), 1954. - Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse Doctorat, A. agron., Paris, Sér. A, 252 p., tab.

TURC (L.), 1961. - Evaluation des besoins en eau d'irrigation. Evapotranspiration potentielle. Formule climatique simplifiée et mise à jour. A. agron., Paris, vol. 12, n° 1, p. 13 - 40.

TURC (L.), GOBILLOT (T.), HLAVEK (R.) et LECARPENTIER (C.), 1963. - Cartes d'évapotranspiration potentielle. Interprétation et utilisation. B. techn. Gén. Rur., Paris, n° 60, p. 67 - 84., 10 cartes.

VANNEY (J.R.), 1970. - L'hydrologie du Bas Guadalquivir. Madrid, 176 p., 35 fig.

VEREERSTRAETEN (J.), 1952. - Contribution à l'étude hydrologique du bassin de la Meuse en Belgique. B. Soc. belge Et. Géogr., Bruxelles, t. XXI, n° 2, p. 269 - 317, 9 fig. 17 tab.

VEREERSTRAETEN (J.), 1966. - Les aspects géographiques d'une crue mémorable de la Meuse (hiver 1925 - 1926). R. belge Géogr., Bruxelles, n° 1, p. 7-53, 23 fig.

VEREERSTRAETEN (J.), 1967. - La loi de l'effet proportionnel et son application aux rivières du bassin mosan. Ibid. nos 1 - 2, 113 - 138, 14 fig.

VEREERSTRAETEN (J.), 1968. - La Meuse à Visé. Dix années d'observations hydrométriques (1954 - 1963). Mél. M. Pardé, Gap, p. 709 - 716, 3 fig.

VINCENT (M.), 1965. - Les conditions de l'écoulement dans le bassin de la Cèze. A. Géogr., Paris, t. LXXIV, p. 534 - 559, 5 fig.

VINCENT (M.), 1966. - Les transports solides dans le bassin de la Bruche. Programme de recherches. B. Fac. Lettres, Strasbourg, t. 44, n° 7, p. 713-720, 2 tab.

VINCENT (M.) et HIRSCH (F.), 1966. - Aspects climatiques du bassin du Jabron. R. Géogr. alp., t. LV , p. 457 - 467, 3 fig.

VIVIAN (H.), 1969. - Les crues de l'Isère à Grenoble et l'aménagement actuel des digues. Ibid., t. L VIII, p. 53-84, 4 fig., 4 pl.

VOGT (H.), 1963. - Aspekte der Morphodynamik des mittleren Adour. Pet. geogr. M., t. 109, n° 1, p. 1 - 13, 15 fig.

VOGT (H.), 1964. - Quelques problèmes de méandres à débordement en roche meuble. R. Géomorph. dyn., Paris, p. 49 - 60, 5 fig.

VOIRIN (G.), 1970. - La morphométrie et la pétrographie des galets dans les moraines de la haute Vologne et leurs enseignements. Note rech., Inst. Géogr. Nancy, 125 p. dactylog., 8 fig., 3 cartes h. - t.

WAGNER (E.E.), 1913. - Regenkarten von Elsass-Lothringen mit Text und Tabellen. Ein Beitrage zur Klimakunde Reichslande. 1881 - 1910. Dissertation, Strassburg, 101 p., 13 cartes h. - t.

WALSER (E.), 1959. - Le bassin du Rhin à l'amont de Bâle et l'influence des lacs sur le régime du fleuve. Houille Blanche, Grenoble, n° 2 spéc., p. 115 - 124, 12 fig.

WECK (J.), 1955. - Forstliche Zuwachs und Ertrages - Kunde. Berlin, Neumann Verlag, 160 p., 56 fig.

WEISCHET (W.), 1948. - Die Schneedecke im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Synoptisch - meteorologischen Bedigungen. Decheniana, Bonn, t. 104, p. 103-144, 10 fig., 1 t., 2 cartes h. - t.

WEISROCK (A.), 1967. - Les terrasses alluviales de la Moselle dans la région de Charmes-sur-Moselle (Vosges). D.E.S., Mém. compl., Inst. Géogr. Nancy, 121 p. dactylog., 22 fig.

WEMELSFELDER (P.J.), 1953. - Daily stage - forecastings of the Rhine. XVIIIe Congrès int. Navig., Rome, Sect. I, p. 188 - 199, 1 fig.

WEMELSFELDER (P.J.), 1960. - The persistance of riverdischarges. Ass. Helsinki, Assoc. int. Hydrol. Scient., p. 141 - 150, 2 fig. (Publ. n° 51).

WERVEKE (L. van), 1887. - Erläuterungen sur geologischen Uebersichtskarte der südlicken Hälfte des Grossherzogtums Luxemburg. Strassburg, 17 p.

WERVEKE (L. van), 1906. - Erläuterungen zur geologischen Blatt Saarbrücken, im Masstab 1/200 000. Strassburg, 284 p.

WUNDT (W.), 1937. - Beziehungen zwischen den Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdünstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. Dtsche Wasserwirtschaft, t. 32, nos 5 et 6, p. 112 - 128.

WUNDT (W.), 1940. - Beiträge zur Temperatur der fliessenden Gewässer. Pet. geogr. M., t. 86, n° 12, p. 399 - 406.

WUNDT (W.), 1949. - Die Hydrographie des Feldberggebietes. Der Feldberg im Schwarzwald, Freiburg i. Brisgau, p. 97 - 121, 6 fig.

WUNDT (W.), 1953. - Gewässerkunde. Berlin , Springer Verlag, 320 p., 185 fig.

WUNDT (W.), 1958. - Die mittleren Abflusshöhen und Abflusspenden des Winters und des Jahres in der Bundesrepublik Deutschland. Forsch. dtsch. Landeskde, Bad - Godesberg, t. 105, 20 p., 1 tab., 6 cartes.

WUNDT (W.), 1960. - Hoch -, Mittel - und Niedrigwasserabfluss in der Bundesrepublik Deutschland. Geogr. Rdsch., t. 12, n° 2, p. 70 - 77, 1 carte, h.-t.

WUNDT (W.), 1962 a. - Zur Schwebstoffführung der Flüsse und Abtragung des Landes. Wasserwirtschaft, t. 52, p. 107 - 112.

WUNDT (W.), 1962 b. - Aufriss und Grundriss der Flussläufe vom physikalischen Standpunkt ausbetrachtet. Z. Geomorph., t. 6., n° 2, p. 198-217, 8 fig.

WUNDT (W.), 1967. - Der Temperaturgang an mitteleuropaïsche Flüssen. Pet. geogr. M., t. 111, p. 81-88, 3 fig.

YEVDJEVICH (V.M.), 1963. - Fluctuations of Wet an dry years. Research data assembly and mathematical models. Colorado State Univ., Hydrol. Pap., Fort-Collins, Part. I : 55 p., n° 4, 10 fig. Part II (1964) : n° 5, 50 p., 31 fig.

YEVDJEVICH(V.M.), 1967. - An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. Ibid., n° 23, 18 p., 9 fig.

ZANDSTRA (K.J.), 1954 a. - Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. Erdkunde, t. VIII, p. 276 - 285.

ZANDSTRA (K.J.), 1954, b. - Un dépôt pollinifère mindélien en Sarre. R. Geomorph. dyn., Paris, p. 204 - 213, 4 fig.

ZEPP (J.), 1933. - Morphologie des Kyllgebietes. Verhandl. natur. Vereins preuss. Rheinlande u. Westfal., Köln, t. 90, p. 1 - 69.

L I S T E D E S T A B L E A U X

		Page
Tableau I	Superficie des bassins de la Moselle et de ses principaux affluents.....	16
Tableau II	Répartition de la superficie du bassin de la Moselle par tranches d'altitude.....	18
Tableau III	Valeurs-types de densité de drainage.....	45
Tableau IV	Genèse des terrasses climatiques de la Moselle moyenne et inférieure et de la Sarre.....	51
Tableau V	Pentes moyennes de la Moselle et de ses principaux affluents	66
Tableau VI	Caractéristiques morphométriques des principales cuvettes lacustres du bassin supérieur de la Moselle.	75
Tableau VII	Composition chimique de quelques roches cristallines du bassin supérieur de la Moselle.....	83
Tableau VIII	Composition chimique de quelques roches gréseuses des bassins supérieur et moyen de la Moselle.....	94
Tableau IX	Températures atmosphériques mensuelles et annuelles normales (1891 - 1900, 1931 - 1960).	122
Tableau X	Durée moyenne d'insolation (1946 - 1960).....	124
Tableau XI	Valeurs maximales (M) et minimales (m) des températures atmosphériques moyennes mensuelles et annuelles.....	130
Tableau XII	Nombre moyen de jours d'été ($T\,x \geqslant 25°$) (1891 - 1930, 1931 - 1960).....	132
Tableau XIII	Saisons chaudes remarquables • Nombre de jours d'été ($T\,x \geqslant 25°$)	134
Tableau XIV	Nombre moyen de jours de gelée ($T\,n \leqslant 0°$). Dates moyennes extrêmes des jours de gelée. Durée moyenne de la période sans gelée (1890/91 - 1929/30, 1930/31-1959/60).....	140
Tableau XV	Nombre moyen de jours sans dégel ($Tx \leqslant 0°$) (1890/91 - 1929/30, 1930/31 - 1959/60, 1920/21 - 1949/50).....	142
Tableau XVI	Périodes froides remarquables. Nombre de jours sans dégel ($T\,x \leqslant 0°$).....	143
Tableau XVII	Valeurs maximales (M) et minimales (m) des températures du sol. Période froide remarquable 1956.....	149

Tableau XVIII	Températures mensuelles et annuelles moyennes et particulières des eaux de la Moselle à Cochem (1939/40 - 1963/64).....	156
Tableau XIX	Périodes froides remarquables. Bassins inférieur de la Moselle. Nombre de jours avec charriage de glaces et couverture de glace stable (1829/1830 - 1959/1960).....	164
Tableau XX	Totaux pluviométriques moyens mensuels et annuels (1891 - 1930, 1931 - 1960, 1951 - 1960).....	174
Tableau XXI	Valeurs de divers modules pluviométriques normaux en quelques stations du bassin.....	176
Tableau XXII	Précipitations moyennes annuelles par bassins - types (1891 - 1930).....	182
Tableau XXIII	Valeurs maximales (M) et minimales (m) des totaux pluviométriques mensuels et annuels.....	188
Tableau XXIV	Totaux pluviométriques mensuels - Ecarts à la normale lors de périodes froides remarquables.....	195
Tableau XXV	Totaux pluviométriques mensuels et saisonniers Ecarts à la normale lors d'étés remarquables.....	197
Tableau XXVI	Caractéristiques principales de quelques averses orageuses et cycloniques de saison chaude.....	220
Tableau XXVII	Durée et hauteur maximale d'enneigement lors de grands hivers neigeux.....	231
Tableau XXVIII	Répartition de la couverture végétale permanente et saisonnière dans le bassin de la Moselle (%)..	242
Tableau XXIX	Pourcentage moyen annuel des précipitations interceptées et s'écoulant le long des troncs en milieu forestier tempéré européen.....	252
Tableau XXX	Le réseau hydrométrique du bassin de la Moselle. Principales stations limnimétriques.....	273
Tableau XXXI	Le réseau hydrométrique du bassin de la Moselle. Principales stations de jaugeage.....	277
Tableau XXXII	Débits bruts moyens mensuels et annuels particuliers de la Moselle à Cochem (1901 - 1963).....	282
Tableau XXXIII	Valeurs de l'hydraulicité en diverses stations du bassin de la Moselle.....	288
Tableau XXXIV	Bilans moyens annuels de l'écoulement pour la Moselle et ses principaux affluents.....	306
Tableau XXXV	Bilans moyens annuels de l'écoulement approximatifs pour quelques cours d'eau océanique français.....	309

Tableau XXVI	Valeurs du déficit moyen annuel de l'écoulement réel et calculé et de l'évapotranspiration potentielle et "réelle" en quelques stations du bassin de la Moselle.....	315
Tableau XXXVII	Valeurs extrêmes des bilans annuels particuliers de l'écoulement pour quelques cours d'eau du bassin inférieur de la Moselle.....	340
Tableau XXXVIII	Coefficients moyens mensuels de débits aux différentes stations de jaugeage de la Moselle..	357
Tableau XXXIX	Coefficients moyens mensuels de débits de quelques cours d'eau océaniques.....	361
Tableau XL	Débits moyens mensuels, saisonniers et annuels décennaux de la Moselle à Cochem (m 3/s).....	378
Tableau XLI	Débits moyens mensuels, saisonniers et annuels de la Moselle à Cochem pour des périodes de 30 ans (m 3/s).....	380
Tableau XLII	Coefficients moyens mensuels de débits des principaux affluents de la Moselle.....	386
Tableau XLIII	Durées d'insolation et écarts à la moyenne lors de l'été remarquable de 1959.....	411
Tableau XLIV	Niveaux moyens mensuels de la nappe du grès vosgien (dépression de Wittlich) lors d'étiages de saison chaude et de saison froide.....	414
Tableau XLV	Etiages de saison chaude. Hauteurs d'eau minimales en quelques stations du bassin (m).....	419
Tableau XVI	Etiages de saison chaude. Débits minimaux bruts et spécifiques en quelques stations du bassin...	421
Tableau XLVII	Etiages de la saison chaude de 1959. Durée de la période de très basses eaux.....	424
Tableau XLVIII	Etiages de la saison chaude de 1964. Durée de la période de très basses eaux.....	427
Tableau XLIX	Etiages de saison chaude en 1959 et en 1964. Ecoulement brut et spécifique minimal de quelques cours d'eau océaniques.....	438
Tableau L	Etiages de saison froide. Débits minimaux bruts et spécifiques en quelques stations du bassin...	442
Tableau LI	Etiages de la saison froide 1962 - 1963. Durée de la période de très basses eaux.....	444
Tableau LII	Cotes de débordement moyen et grave en quelques stations limnimétriques du bassin de la Moselle.	457
Tableau LIII	Principales crues de la Moselle à Cochem en saison chaude (1818 - 1965).....	479
Tableau LIV	Cotes maximales de la Moselle et de ses principaux affluents lors de crues récentes de saison chaude.....	491

Tableau LV	Débits maximaux de la Moselle et de ses principaux affluents lors de crues récentes de saison chaude...	492
Tableau LVI	Cotes maximales de la Moselle et de ses principaux affluents lors de quelques crues moyennes de saison froide.....	520
Tableau LVII	Vitesses moyennes de propagation des maximums lors de quelques crues de la Moselle en saison froide.....	525
Tableau LVIII	Cotes maximales de la Moselle et de ses principaux affluents lors des graves crues de saison froide (1784 - 1970).....	534
Tableau LIX	Débits maximaux de la Moselle et de ses principaux affluents lors des graves crues de saison froide (1910 - 1970).....	536
Tableau LX	Crues - records en saison froide de la Moselle et de quelques cours d'eau océaniques.....	538
Tableau LXI	Volumes écoulés et coefficients d'écoulement lors de quelques graves crues de saison froide dans le bassin de la Moselle.....	544
Tableau LXII	Caractéristiques de quelques crues graves et récentes de la Moselle à Cochem en saison froide....	553
Tableau LXIII	Débits moyens bruts annuels et saisonniers du Rhin et de ses principaux affluents.....	627
Tableau LXIV	Coefficients moyens mensuels de débits du Rhin et de ses principaux affluents.....	633
Tableau LXV	Cotes maximales et débits maximaux du Rhin et de ses principaux affluents lors de quelques graves crues récentes de saison froide.....	648
Tableau LXVI	Composition chimique des eaux fluviales naturelles. Valeurs moyennes de l'année 1965.....	679
Tableau LXVII	Teneurs en substances dissoutes des eaux naturelles de bassins cristallins. Valeurs mensuelles de l'année 1965.....	680
Tableau LXVIII	Transports en solution et en suspension dans le bassin de la Moselle. Tonnages totaux annuels et dégradations spécifiques annuelles (1964 et 1965)...	682
Tableau LXIX	Teneurs en substances dissoutes des eaux naturelles de bassins gréseux. Valeurs mensuelles de l'année 1965.....	687

Tableau LXX	Teneurs en substances dissoutes des eaux naturelles de bassins calcaires, marno-calcaires et argileux. Valeurs mensuelles de l'année 1965.....	691
Tableau LXXI	Valeurs mensuelles et saisonnières de la salinité des eaux naturelles dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle (1963/1964 et 1964/1965).....	697
Tableau LXXII	Valeurs mensuelles et annuelles de la salinité des eaux polluées dans le bassin moyen de la Moselle (1964 et 1965).....	705
Tableau LXXIII	Valeurs mensuelles et saisonnières de la turbidité des eaux dans les bassins supérieur et moyen de la Moselle (1963/1964 et 1964/1965).....	726

TABLE DES FIGURES

		Page
Fig. 1	Courbe hypsométrique du bassin de la Moselle.....	19
Fig. 2	Formation du réseau hydrographique de la Moselle.....	40
Fig. 3	Hiérarchisation du réseau hydrographique de la Moselle	47
Fig. 4	Terrasses de la vallée de la Moselle moyenne à Temmels	53
Fig. 5	Terrasses de la vallée de la Moselle inférieure à Pünderich.....	53
Fig. 6	Terrasses de la vallée de la Blies inférieure à Reinheim.....	55
Fig 7	Lit majeur de la Moselle à Pünderich et à Schweich....	55
Fig. 8	Lit majeur de la Moselle à Metz.....	57
Fig. 9	Cours de la Moselle au Riss I de Wintrich à Bernkastel	57
Fig. 10	Vallon du Stromberg et vallée de la Moselle à Sierck..	58
Fig. 11	Profil en long de la Moselle canalisée de Neuves-Maisons à Coblence.	63
Fig. 12	Profils en long de la Moselle et de ses principaux affluents.....	64
Fig. 13	Courbes bathymétriques de quelques cuvettes lacustres vosgiennes.....	74
Fig. 14	Principales nappes d'eaux souterraines du bassin de la Moselle.....	86
Fig. 15	Fréquence moyenne annuelle de la direction des vents dans le Hohe-Eifel (Schneifelforsthaus) et les Hautes Vosges (Grand Ballon).....	119
Fig. 16	Températures annuelles normales du bassin inférieur de la Moselle (1891 - 1930).....	126
Fig. 17	Amplitude thermique normale des moyennes mensuelles extrêmes (1891 - 1930).....	128
Fig. 18	Nombre moyen annuel des jours d'été (Tx $\geqslant$ 25°). Bassin inférieur de la Moselle (1891 - 1930).....	136
Fig. 19	Type de temps anticyclonique indigène caractéristique des saisons chaudes remarquables. Carte norvégienne du 27/7/1947 - 6 h.....	138

Fig. 20	Nombre moyen annuel de jours sans dégel (T x $\leq$ 0°) - Bassin inférieur de la Moselle (1891 - 1930).....	144
Fig. 21	Type de temps anticyclonique allogène russe caractéristique des saisons froides remarquables. Carte norvégienne du 21/2/1956 - 6 h.....	147
Fig. 22	Variations des températures moyennes journalières du sol à Clervaux (janvier-février - mars 1956).....	150
Fig. 23	Températures moyennes mensuelles et annuelles des eaux de la Moselle à Cochem (1939/40 - 1963/64).....	154
Fig. 24	Températures moyennes mensuelles et annuelles des eaux fluviales dans le bassin inférieur de la Moselle (1959/60 - 1963/64).....	157
Fig. 25	Evolution thermique annuelle de type dimictique du lac de Gérardmer (1908 - 1909).	169
Fig. 26	Homothermie exceptionnelle de saison froide dans les lacs de Gérardmer et de Longemer sous couverture de glace stable (février 1929).....	170
Fig. 27	Modules pluviométriques normaux du bassin de la Moselle (1891 - 1930).....	177
Fig. 28	Variations des totaux pluviométriques annuels en quelques stations du bassin.....	189
Fig. 29	Saisons humides et saisons sèches en quelques stations du bassin.....	193
Fig. 30	Situation météorologique - type en surface génératrice d'averses océaniques de saison froide.....	202
Fig. 31	Situation météorologique - type en altitude à 500 mb génératrice d'averses océaniques de saison froide....	204
Fig. 32	Précipitations du 12 au 15 janvier 1955. Averse océanique classique.....	209
Fig. 33	Précipitations du 12 janvier 1955. Averse océanique classique.....	210
Fig. 34	Précipitations du 26 au 29 décembre 1947. Averse océanique partiellement aberrante.....	212
Fig. 35	Précipitations du 28 décembre 1947. Averse océanique partiellement aberrante.....	213
Fig. 36	Précipitations du 11 au 14 janvier 1920. Averse océanique partiellement aberrante.....	214

Fig. 37	Précipitations du 12 janvier 1920 - Averse océanique partiellement aberrante.....	215
Fig. 38	Précipitations du 27 au 30 décembre 1925 - Averse océanique partiellement aberrante.....	216
Fig. 39	Précipitations du 28 décembre 1925. Averse océanique partiellement aberrante.....	217
Fig. 40	Durée moyenne d'enneigement dans le bassin de la Moselle (1931 - 1960).....	226
Fig. 41	La couverture forestière du bassin de la Moselle.....	241
Fig. 42	Abondance moyenne absolue de la Moselle et de ses principaux affluents (m 3/s).....	290
Fig. 43	Abondance moyenne spécifique de la Moselle et de ses principaux affluents (l/s/km2).....	294
Fig. 44	Variations des modules particuliers de la Moselle à Cochem de 1901 à 1960.....	324
Fig. 45	Types de distribution dissymétrique et symétrique des modules particuliers.....	332
Fig. 46	Histogrammes des modules particuliers de la Moselle à Cochem (1901 - 1962). Types de distribution des modules suivant le choix de l'origine de l'année hydrologique...	335
Fig. 47	Coefficients moyens mensuels de débits de la Moselle à Cochem (1901 - 1960)	358
Fig. 48	Débits classés de la Moselle à Cochem (1936 - 1960).....	365
Fig. 49	Débits classés de la Moselle à Epinal (1952 - 1963), de la Moselle à Hauconcourt (1956 - 1965) et de la Sarre à Mettlach (1946 - 1960).....	366
Fig. 50	Irrégularité interannuelle des débits moyens mensuels de la Moselle à Cochem (1901 - 1960).....	372
Fig. 51	Débits classés de la Moselle à Cochem en année à forte hydraulicité (1958) et en année à faible hydraulicité (1959).....	374
Fig. 52	Débits classés de la Moselle à Epinal, de la Moselle à Hauconcourt et de la Sarre à Mettlach en année à forte hydraulicité (1958).....	375
Fig. 53	Débits classés de la Moselle à Epinal, de la Moselle à Hauconcourt et de la Sarre à Mettlach en année à faible hydraulicité (1959).....	376
Fig. 54	Nuances régionales du régime fluvial dans le bassin de la Moselle.....	384

Fig. 55	Coefficients moyens mensuels de débits de cours d'eau vosgiens.....	387
Fig. 56	Coefficients moyens mensuels de débits de cours d'eau sur le Plateau Lorrain.....	387
Fig. 57	Coefficients moyens mensuels de débits de cours d'eau issus de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan.....	392
Fig. 58	Coefficients moyens mensuels de débits en quelques stations de jaugeage de la Moselle.....	392
Fig. 59	Débits journaliers de quelques sources du grès vosgien (bassin de Luxembourg-Trèves) lors des étiages de la saison chaude de 1959 (1/s).....	415
Fig. 60	Durée de la période de très basses eaux à Epinal (Moselle), à Hauconcourt (Moselle) et à Mettlach (Sarre) en saison chaude (1959 et 1964) et en saison froide (1962-1963).	425
Fig. 61	Durée et gravité effectives des étiages de saison chaude de la Moselle à Epinal et à Hauconcourt et de la Sarre à Mettlach en 1959 et en 1964.....	426
Fig. 62	Courbes de tarissement de la Moselle à Cochem et de la Sarre à Mettlach lors de la saison chaude de 1959.....	430
Fig. 63	Ecoulement moyen brut dans le bassin de la Moselle en septembre 1959.....	432
Fig. 64	Ecoulement moyen brut dans le bassin de la Moselle en août 1964.....	433
Fig. 65	Ecoulement moyen spécifique dans le bassin de la Moselle en septembre 1959.....	435
Fig. 66	Ecoulement moyen spécifique dans le bassin de la Moselle en août 1964.....	436
Fig. 67	Ecoulement moyen brut dans le bassin de la Moselle en février 1963.....	446
Fig. 68	Ecoulement moyen spécifique dans le bassin de la Moselle en février 1963.....	447
Fig. 69	Hydrogrammes comparés de la crue de la Belbriette et de l'Euron en août 1968.....	469
Fig. 70	Averse torrentielle et crue exceptionnelle dans l'Eifel (30 avril - 1er mai 1959).....	472
Fig. 71	La crue de la Moselle en juillet 1948.....	484
Fig. 72	La crue de la Moselle en mai 1958.....	485
Fig. 73	La crue de la Moselle en mai 1959.....	486
Fig. 74	La crue de la Moselle en mai 1926.....	488
Fig. 75	La crue de la Moselle en Octobre 1930.....	489
Fig. 76	Précipitations du 10 mai 1970 à 18 heures au 12 mai 1970 à 18 heures. Averse cyclonique durable et extensive de saison chaude.....	498

Fig. 77	Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la crue de la Moselle en mai 1970.....	501
Fig. 78	Fréquence moyenne annuelle et mensuelle des crues de la Moselle à Cochem en saison froide (1886-1965).....	517
Fig. 79	La crue de la Moselle en décembre 1925 - janvier 1926..	551
Fig. 80	Précipitations du 22 au 25 décembre 1919. Averse océanique classique.....	556
Fig. 81	Précipitations du 24 décembre 1919 - Averse océanique classique.....	557
Fig. 82	La crue de la Moselle en décembre 1919 - janvier 1920..	559
Fig. 83	La crue de la Moselle en janvier 1920.....	561
Fig. 84	Les crues de la Moselle en décembre 1947 - janvier 1948 et en janvier 1948.....	566
Fig. 85	Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la crue de la Moselle en décembre 1947 - janvier 1948	569
Fig. 86	Inondations dans l'agglomération nancéienne les 29 et 30 décembre 1947	572
Fig. 87	Inondations à Pont-à-Mousson le 30 décembre 1947.....	574
Fig. 88	Inondations dans l'agglomération messine les 30 et 31 décembre 1947.....	575
Fig. 89	La crue de la Moselle en janvier 1955.....	579
Fig. 90	Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la crue de la Moselle en janvier 1955.....	581
Fig. 91	Précipitations du 5 au 7 février 1958. Averse océanique classique.....	585
Fig. 92	Précipitations du 23 au 25 février 1958. Averse océanique classique.....	586
Fig. 93	Les deux crues de la Moselle en février 1958.....	588
Fig. 94	Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la première crue de la Moselle en février 1958.....	590
Fig. 95	Précipitations du 2 au 5 février 1970. Averse océanique classique.....	593
Fig. 96	Précipitations du 7 au 10 février 1970. Averse océanique classique.....	594
Fig. 97	Précipitations du 20 au 24 février 1970. Averse océanique classique.....	595
Fig. 98	La crue de la Moselle en décembre 1952.....	600
Fig. 99	Précipitations du 1er au 12 novembre 1910. Averse océanique classique.....	604

Fig. 100 Précipitations du 2 novembre 1910. Averse océanique classique..... 605

Fig. 101 La crue de la Moselle en novembre 1910..... 607

Fig. 102 Précipitations du 25 au 27 décembre 1882. Averse océanique classique..... 609

Fig. 103 Abondance moyenne spécifique du Rhin et transformations de son régime d'amont en aval..... 629

Fig. 104 Coefficients moyens mensuels de débits en quelques stations du Rhin alpin et supérieur..... 634

Fig. 105 Coefficients moyens mensuels de débits en quelques stations du Rhin inférieur..... 638

Fig. 106 La crue du Rhin en décembre 1925 - janvier 1926..... 652

Fig. 107 La crue du Rhin en décembre 1919 - janvier 1920..... 654

Fig. 108 La crue du Rhin en janvier 1920 656

Fig. 109 La crue du Rhin en janvier 1955..... 658

Fig. 110 Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la crue du Rhin en janvier 1955..... 659

Fig. 111 La crue du Rhin en décembre 1947 - janvier 1948..... 661

Fig. 112 Débit maximal brut instantané et vitesse de propagation de la crue du Rhin en décembre 1947 - janvier 1948 662

Fig. 113 Les deux crues du Rhin en février 1958..... 664

Fig. 114 Salinité moyenne annuelle des eaux naturelles et polluées dans le bassin de la Moselle (1965)..... 686

Fig. 115 Variations saisonnières des débits et de la salinité naturelle des eaux en quelques stations du bassin de la Moselle (1964 et 1965)..... 698

Fig. 116 Teneur moyenne annuelle en chlore des eaux naturelles et polluées dans le bassin de la Moselle (1965) 704

Fig. 117 Turbidité moyenne annuelle dans le bassin de la Moselle (1965)..... 720

Fig. 118 Variations saisonnières des débits et de la turbidité des eaux en quelques stations du bassin de la Moselle. 727

Fig. 119 Evolution du lit majeur de la Moselle supérieure lors de la crue de mars 1965..... 740

Fig. 120 Caractéristiques principales des nasses à prélèvement. 743

Fig. 121 Expérience de traceurs radioactifs dans la vallée de la haute Moselle..Secteurs de Saint-Nabord et du Longuet..... 752

Fig. 122 Histogrammes de la fréquence des galets détectés dans le secteur de Saint-Nabord en fonction de la distance parcourue..... 754

L E G E N D E S D E S C A R T E S H O R S - T E X T E

CARTE I

- Caractéristiques morphométriques et équipement hydrométéorologique du bassin de la Moselle

- Caractéristiques morphométriques. 1: Limites du bassin de la Moselle. - 2: Limites des bassins partiels. - 3: Limites des grands ensembles orohydrographiques. - 4: Limite orientale des Vosges gréseuses. - 5: Ligne de crête dans les Vosges gréseuses. - 6: Ligne de crête dans les Vosges cristallines. - 7: Crête pseudo-appalachienne de quartzites. - 8: Cuesta de commandement supérieur à 100 mètres. - 9: Cuesta de commandement inférieur à 100 mètres. - 10: Cote du plan d'eau en étiages. - 11: Weiher. - 12: Maar. - 13: Lac. - 14: Etang.
- Equipement hydrométéorologique. 15: Station climatologique principale. - 16: Station pluviométrique. - 17: Station limnimétrique (échelle). - 18: Station limnimétrique (limnigraphe). - 19: Station de jaugeage (échelle). - 20: Station de jaugeage (limnigraphe). - 21: Superficie du bassin à l'amont de la station de jaugeage (km2). - 22: Relevé des températures des eaux fluviales. - 23: Barrage avec écluse de navigation. - 24: Ecluse de navigation. - 25: Barrage de navigation. - 26: Canal de dérivation. - 27: Barrage-réservoir de haute chute. - 28: Barrage-réservoir de type collinaire (en cours de réalisation ou en projet).

CARTE II - Grands ensembles lithologiques et morphostructuraux du bassin de la Moselle

- 1: Limites du bassin de la Moselle. - 2: Limites des bassins partiels. - 3: Lac. - 4: Etang. - 5: Axe anticlinal. - 6: Axe synclinal. - 7: Ligne de dislocation principale et faille.
- Roches cristallines. 8: Granite et microgranite. - 9: Gneiss granitique et gneiss. -
- Roches sédimentaires primaires à dominante schisteuse ; 10: Schistes argileux dévoniens (phylladeux et ardoisiers). - 11: Schistes grauwackeux dévono-dinantiens. - 12: Schistes partiellement métamorphisés. 13: Schistes houillers westphaliens et stéphaniens.
- Roches argileuses, marneuses et marno-calcaires à dominante marneuse. 14: Marnes irisées, gypsifères et salifères du Keuper- marnes bariolées du Lettenkohle. - 15: Argiles et marnes calloviennes et oxfordiennes.
- Roches gréseuses. 16: Quartzites dévoniens. - 17: Grès du Permien supérieur. - 18: Grès et conglomérats du Buntsandstein. - 19: Grès de Luxembourg (faciès calcaire gréseux de l'Hettangien).
- Roches calcaires et marno-calcaires à dominante calcaire. 20: Calcaire dévonien. - 21: Dolomie du Muschelkalk inférieur et moyen - calcaire à entroques et à cératites du Muschelkalk supérieur. - 22: a Calcaire marneux de l'Hettangien - b Calcaire du Sinémurien et du Charmouthien dit Macigno. 23: Calcaire oolithique du Bajocien et du Bathonien inférieur - calcaire marneux du Bathonien moyen et supérieur. - 24: Calcaire oolithique et corallien de l'Argovien- Rauracien.
- Roches volcaniques. 25: Série paléo-volcanique permienne

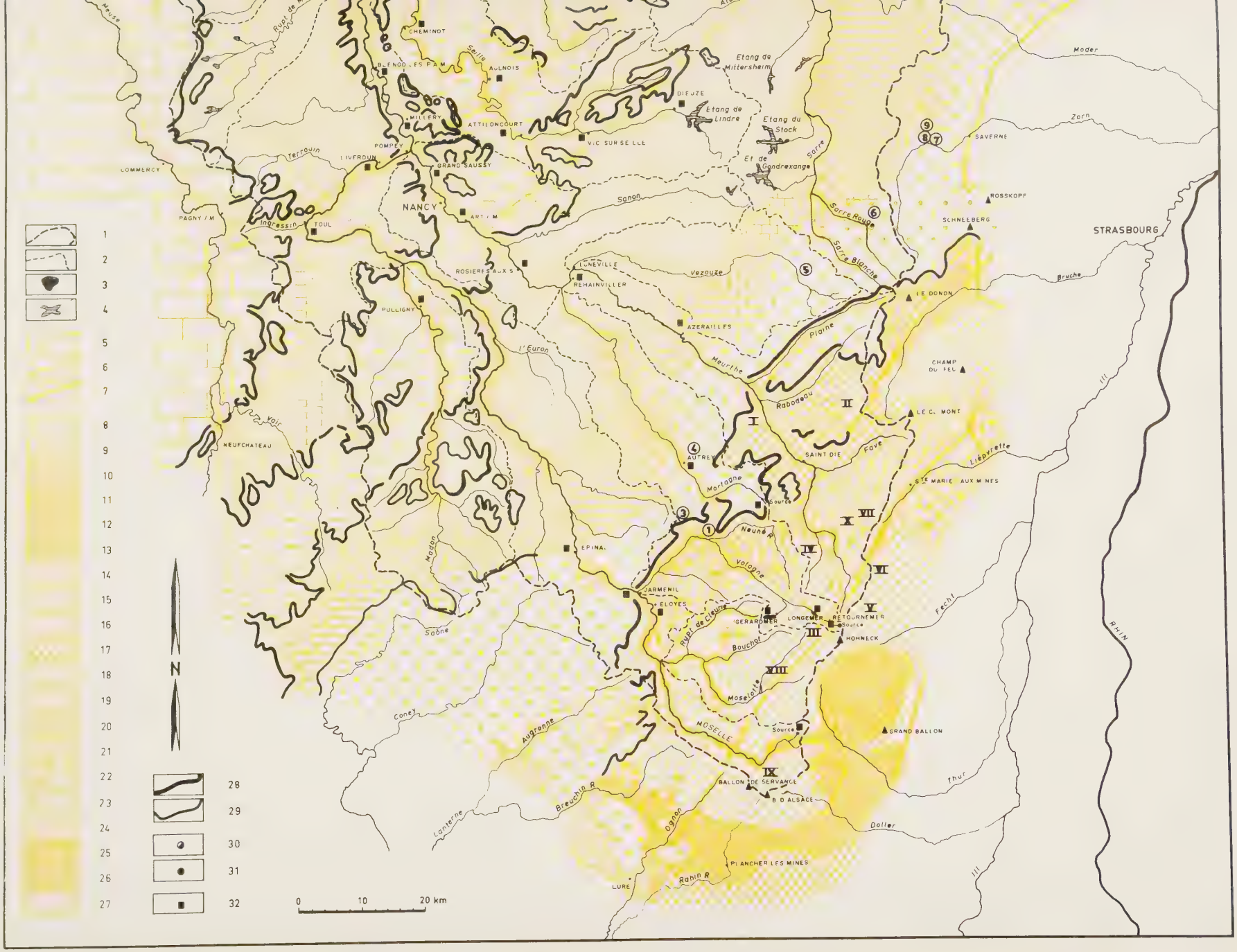
(porphyre, orthophyre, mélaphyre, porphyrite). - 26: Série volcanique plio-quaternaire (basalte, phonolithe, tufs).

- Formations alluviales quaternaires. 27: Alluvions "anciennes" fluvio-glaciaires et périglaciaires- alluvions "modernes".

28: Cuesta de commandement supérieur à 100 mètres. - 29: Cuesta de commandement inférieur à 100 mètres. - 30: Puits. - 31: Source. - 32: Station de mesure des transports solides fluviaux.

N.B. : Les divers chiffres indiquent les lieux de prélèvements des roches analysées (chiffres romains pour les roches cristallines, chiffres arabes pour les roches gréseuses).

KOBLENZ
NEUWIED
ANDERNACH
Laacher See
MAYEN
Nette
RHEIN
LEHMEN
Nitz B
Eltz B
Endert B
MOSELLE
COCHEM
Bay B
Flaum B
Uess B
BAD BERTRICH
PUNDERICH
Alf B
DAUN
ERNSTBERG
GEROLSTEIN
HILLESHEIM
Trier B
Kyll
KRONENBURG
Schnee Eifel
Our
SCHWARZER - MANN
Prum
Nims
DENSBORN
Salm
Lieser
BENGEL
NEUERBURG
KINDERBEUREN
WITTLICH
BOMBOGEN
URZIG
ALTRICH
PLATTEN
ZELTINGEN
DREIS
SALMROHR
SEHLEM
GREVERATH
KLUSSERATH
TORNICH
SCHWEICH
LONGUICH
MEHRING
HAARDT KOPF
IDAR KOPF
Idar Wald
Dhron B
Kleine Dhron
ERBESKOPF
Nahe
RÖSTER KOPF
Ruwer
TRIER
Hochwald
TELFELKOPF
TRAUTZBERG
Glan
Prims
Blies
ST WENDEL
Enz B
BIERSDORF
WATTENHEIM
WIERSDORF
RITTERSDORF
RUSSDORF
BRECHT
BITBURG
OBERWEISS
BETTINGEN
NUSSBAUM
IDENHEIM
WELSCHBILLIG
BOLLENDORF
ERNZEN
ECHTERNACH
ROSPORT
NEWEL
EHRANG
WINTERSDORF
UDELFANGEN
WASSERBILLIG
OBERBILLIG
GREVENMACHER
TEMMELS
SAARBURG
METTLACH
REMICH
SCHENGEN
CONTZ LES BAINS
SIERCK LES BAINS
NIEDWELLING
SAARLOUIS
Saar
Koller B
Fish B
Schleider B
VOLKLINGEN
SAARBRUCKEN
PETITE ROSSELLE
Rosselle
Nied
Nied Allemande
Blies
RHEINHEIM
SARREINSMING
BITCHE
WISSEMBOURG
Schwarz B
Wiltz
Clerve
ESCH-S
MICHELAU
Sure
GILSDORF
INGELDORF
PONT DE BIGONVILLE
MARTELANGE
Attert
Ernz Blanche
Ernz Noire
Eisch
Mamer
Syre
LUXEMBOURG
Alzette
LONGWY
Chiers
OTTANGE
THIONVILLE
LANDRES
AMERMONT
Orne
VERDUN
METZ
GORZE
MAGNY
Semois
Ourthe
②



GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES ET MORPHOSTRUCTURAUX

TABLE DES MATIERES

Page

AVANT-PROPOS 1

INTRODUCTION 5

PREMIERE PARTIE

LES CONDITIONS DE L'ALIMENTATION ET DE L'ECOULEMENT FLUVIAL DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE..... 9

CHAPITRE I - LES CARACTERES GEOMORPHOLOGIQUES DU BASSIN..... 11

I. - Les données topographiques générales du bassin 11

A. - Situation géographique du bassin 12

B. - Limites topographiques et forme générale du bassin 12

C. - Superficie totale du bassin 14

D. - Importance relative des différents bassins partiels 15

E. - Répartition des altitudes dans le bassin 15

II. - Les grands ensembles morphostructuraux du bassin et le réseau hydrographique 17

A. - Deux moyennes montagnes : Vosges et Pfälzer Wald, Massif Schisteux Rhénan et Ardenne 20

1. Vosges et Pfälzer Wald 20

2. Massif Schisteux Rhénan et Ardenne belgo-luxembourgeoise 23

B. - Le Plateau Lorrain et ses marges septentrionales 26

1. Plateaux du Permien et du Buntsandstein 27

2. Plateau et éléments de cuesta du Muschelkalk... 28

3. Collines du Keuper 30

4. Plateau et éléments de cuesta du Lias 30

5. Plateau du Bajocien-Bathonien et cuesta dite de Moselle..... 32

6. Collines de l'Oxfordien-Callovien-la Woëvre.... 33

7. Plateau du Rauracien-Séquanien et cuesta dite de Meuse 34

C. - Grands traits de l'évolution géomorphologique et problème de l'installation du réseau hydrographique de la Moselle..... 34

1. Evolution géomorphologique et installation du réseau hydrographique dans les massifs anciens. 35

2. Evolution géomorphologique et installation du réseau hydrographique sur le Plateau Lorrain. 39

III. - Eléments de morphologie fluviale 42

A. - Quelques caractéristiques morphométriques du réseau hydrographique de la Moselle..... 42

1. Tracé d'ensemble et types de drainage 42

2. Densités de drainage 43

3. Hiérarchisation du réseau et types de confluence 44

B. - Evolution récente au Quaternaire et caractères morphologiques des vallées 48

1. Terrasses climatiques et lits majeurs 49

2. Modifications du tracé du réseau hydrographique pliocène 56

3. Profils en travers et profils en long des vallées 59

C. - Principales caractéristiques morphométriques des lits apparents 67

1. Types de lits apparents du Plateau lorrain 68

2. Types de lits apparents de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan 70

D. - Problèmes morphologiques de quelques cuvettes lacustres du bassin 73

1. Lacs vosgiens d'origine glaciaire 73

2. Maare de l'Eifel volcanique 74

Conclusion 77

CHAPITRE II. - LES CARACTERES LITHOLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES DU BASSIN 79

I - Les roches à faibles possibilités d'accumulation en eaux souterraines 81

A. - Roches cristallines 81

B. - Roches sédimentaires primaires plissées à dominante schisteuse 85

C. - Roches argileuses et marneuses 89

II - Les roches à importantes possibilités d'accumulation en eaux souterraines 91

A. - Roches gréseuses 91

B. - Roches calcaires 99

C. - Roches volcaniques 105

D. - Formations alluviales 107

Conclusion 110

CHAPITRE III. - LES CARACTERES CLIMATIQUES DU BASSIN 113

I - Caractères océaniques et nuances régionales du climat du bassin 115

A. - Types de temps et dominante océanique du climat. 115

B. - Nuances climatiques régionales 117

1. Climat océanique de transition ..... du Plateau Lorrain 117

2. Climat océanique froid des moyennes montagnes. 118

II. - Les températures atmosphériques et leur rôle déterminant sur l'écoulement fluvial..... 120

A. - Les températures mensuelles et annuelles normales. Leur intérêt relatif..... 121

1. Deux saisons thermiques nettement différenciées 123

2. Nuances régionales du régime thermique..... 125

B. - Les températures mensuelles et annuelles particulières. L'importance des variations interannuelles des températures 129

C. - Les températures extrêmes absolues. Leur signification hydrologique..... 131

1. Températures absolues caractéristiques de saison chaude. Les étés remarquables..... 131

2. Températures absolues caractéristiques de saison froide. Les hivers remarquables - le gel du sol. 139

III. - Les températures des eaux continentales et le problème des glaces fluviales..... 151

A. - Températures des eaux fluviales du bassin inférieur de la Moselle 151

B. - Glaces fluviales dans le bassin inférieur de la Moselle 160

C. - Régime thermique de quelques lacs vosgiens 167

IV. - Les précipitations et la variabilité de l'alimentation fluviale 171

A. - Les totaux pluviométriques moyens annuels et mensuels. Leur intérêt indéniable..... 172

1. Répartition géographique des précipitations moyennes annuelles 173

2. Répartition des précipitations moyennes annuelles par bassins-types..... 180

3. Types de régimes pluviométriques moyens. Précipitations de saison froide et de saison chaude 183

B. - Les variations interannuelles et inter-saisonnières des précipitations. Leur irrégularité fondamentale... 186

1. Variabilité interannuelle des précipitations. Années humides et années sèches..... 186

2. Variabilité intersaisonnière des précipitations. Saisons humides et saisons sèches..... 191

3. Pluviosité et oscillations climatiques "périodiques"..... 198

C. - Les totaux pluviométriques journaliers - Le rôle des averses dans la genèse des crues..... 200

1. Averses durables de saison froide génératrices de crues générales parfois très fortes ou exceptionnelles..... 201

2. Averses "orageuses" de saison chaude génératrices de crues locales ou de crues générales seulement moyennes..... 218

D. - La neige et son influence véritable dans l'alimentation fluviale..... 222

1. Enneigement moyen du bassin. Effets de la rétention nivale et part de la neige dans l'écoulement moyen annuel..... 223

2. Enneigement remarquable lors des grands hivers neigeux et influence variable de la fusion nivale sur l'écoulement de saison froide..... 228

Conclusion..... 234

CHAPITRE IV. - LES CARACTERES BIOGEOGRAPHIQUES DU BASSIN..... 237

I. - Les principaux types de couverture végétale et leur répartition dans le bassin..... 237

A. - Les types de couverture végétale..... 238

1. Couverture végétale "permanente" et couverture forestière..... 238

2. Couverture végétale "saisonnière"..... 239

B. - La répartition géographique de la couverture végétale..... 239

1. Couverture forestière et taux de boisement varié du bassin..... 240

2. Couverture végétale permanente. Son taux élevé dans le bassin..... 246

II. - L'influence de la couverture végétale et spécialement forestière sur les débits liquides et solides..... 248

A. - La couverture végétale et la réduction de l'écoulement fluvial. Le rôle de l'interception et de la transpiration..... 249

1. Interception et réduction du ruissellement direct 249

2. Transpiration et réduction des réserves en eau du sol..... 255

B. - La couverture végétale et la protection des sols contre l'érosion hydrique..... 258

1. Double rôle protecteur de la couverture végétale.. 259

2. Faible efficacité de l'érosion hydrique dans le bassin. Les nuances régionales..... 260

Conclusion 263

DEUXIEME PARTIE

LES ELEMENTS DU REGIME DE LA MOSELLE. L'INFLUENCE DE LA MOSELLE SUR LE REGIME DU RHIN INFERIEUR..... 265

CHAPITRE I - L'EQUIPEMENT HYDROMETRIQUE DU BASSIN. LA DOCUMENTATION HYDROLOGIQUE ET SES LACUNES..... 267

I. - L'équipement hydrométrique fort inégal du bassin.... 267

A. - Equipement hydrométrique rationnel du bassin en Allemagne Fédérale et au Luxembourg..... 267

B. - Progrès récents de l'équipement hydrométrique en France..... 269

II. - Les séries hydrométriques et leur critique..... 272

A. - De longues séries de hauteurs d'eau 272

B. - De brèves séries de débits à l'exception de la station de Cochem..... 275

Conclusion..... 284

CHAPITRE II - L'ABONDANCE ANNUELLE. LES PROBLEMES DU BILAN ANNUEL DE L'ECOULEMENT..... 285

I. - L'abondance moyenne annuelle. Ses variations de l'amont à l'aval..... 286

A. - Une abondance absolue s'accroissant singulièrement à l'aval..... 287

1. Apport moyen des affluents vosgiens..... 287

2. Apport médiocre de la plupart des affluents du Plateau Lorrain..... 289

3. Apport déterminant de la Sûre et de la Sarre.... 289

4. Apport non négligeable des affluents issus du Massif Schisteux Rhénan..... 291

5. Abondance absolue honorable de la Moselle inférieure..... 291

B. - Une abondance spécifique modérée mais fort variée 292

1. Abondance spécifique forte ou assez forte en moyenne montagne 293

2. Abondance spécifique seulement moyenne sur le Plateau Lorrain 296

3. Décroissance continue mais légèrement atténuée en aval de l'abondance spécifique de la Moselle 297

4. Abondance spécifique modérée de la Moselle.. inférieure..... 298

II. - Le bilan moyen annuel de l'écoulement. Ses nuances régionales..... 299

A. - Le choix délicat de l'année hydrologique..... 301

1. Divers choix possibles en milieu tempéré océanique 301

2. Année hydrologique moyenne de novembre à octobre..... 303

B. - Le bilan moyen annuel d'ensemble 305

1. Bilan moyen annuel de la Moselle à Cochem... 305

2. Comparaison avec les bilans moyens annuels de quelques cours d'eau océaniques français.. 307

C. - Les nuances régionales du bilan moyen annuel de l'écoulement..... 310

1. Bilans des bassins de moyenne montagne..... 310

2. Bilans des bassins du Plateau Lorrain..... 312

3. Variations du bilan de la Moselle de l'amont à l'aval..... 312

D. - Déficit moyen annuel de l'écoulement et évapotranspiration..... 314

1. Valeurs du déficit d'écoulement réel et du déficit d'écoulement calculé à partir des méthodes de W. Wundt..... 314

2. Valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle et "réelle". Leurs rapports avec le déficit moyen annuel de l'écoulement..... 317

III. - Les variations interannuelles des modules..... 322

A. - Les modules particuliers et les années de surabondance et d'indigence fluviale..... 323

1. Rapport modéré des modules particuliers extrêmes..... 325

2. Coefficient de variation modéré..... 328

3. Distribution relativement symétrique des modules particuliers..... 330

4. Bilans annuels particuliers de l'écoulement Leurs valeurs extrêmes pour quelques cours d'eau du bassin 336

B. - Les modules globaux partiels et les périodes de surabondance et d'indigence fluviale..... 341

1. Fluctuations modérées des modules globaux partiels correspondant au plus à une décennie..... 341

2. Fluctuations également modérées des modules globaux partiels correspondant à plusieurs décennies..... 343

3. Absence de toute périodicité dans la distribution des modules 345

Conclusion 347

CHAPITRE III. - LES VARIATIONS SAISONNIERES DES DEBITS. LES NUANCES DU REGIME PLUVIAL OCEANIQUE..... 353

I. - Les caractères généraux du régime pluvial océanique de la Moselle..... 354

A. - Les variations saisonnières des débits en année moyenne. La relative immodération du régime pluvial océanique..... 355

1. Les coefficients moyens mensuels de débits. L'apparente pondération du régime..... 355

2. Les débits journaliers et leurs fréquences cumulées. L'immodération effective du régime..... 362

B. - Les variations saisonnières des débits lors d'années particulières. L'irrégularité interannuelle du régime pluvial océanique..... 369

1. Modifications du régime saisonnier selon les années 369

2. Modifications du régime saisonnier selon les groupes d'années 372

II. - Les nuances régionales du régime fluvial dans le bassin de la Moselle..... 381

A. - Le régime pluvio-nival de montagne de certains cours d'eau vosgiens..... 385

B. - Le régime strictement pluvial océanique des cours d'eau sur le Plateau Lorrain..... 390

C. - Le régime pluvial océanique à légère indidence nivale des cours d'eau issus de l'Ardenne et du Massif Schisteux Rhénan..... 391

D. - La stabilité du régime de la Moselle de l'amont à l'aval..... 394

Conclusion 396

CHAPITRE IV. - LES ETIAGES DE SAISON CHAUDE ET DE SAISON FROIDE.. 401

I. - Les difficultés de l'étude des étiages..... 402

A. - La définition malaisée des étiages. Etiages et basses eaux..... 402

B. - La fréquente approximation des données hydrométriques en période d'étiages..... 403

C. - L'emploi indispensable de plusieurs critères numériques..... 405

II. - La genèse des étiages de la Moselle..... 408

A. - Les deux aspects fondamentaux de la sécheresse 408

1. - L'indigence des précipitations en saison chaude et en saison froide. Le déficit de l'alimentation fluviale..... 408

2. - L'évapotranspiration en saison chaude et ses effets sur l'écoulement fluvial..... 410

B. - Le rôle variable des eaux souterraines..... 412

1. Les apports le plus souvent limités des eaux souterraines en saison chaude..... 413

2. Les apports plus efficaces des eaux souterraines en saison froide..... 416

III. - Les graves étiages de la Moselle en saison chaude 417

A. - Les étiages récents de saison chaude. Leur gravité, leur date et leur fréquence..... 418

B. - Les étiages de saison chaude en 1959 et en 1964. Leur durée, leur évolution, leur gravité et leur influence limitée sur l'écoulement du Rhin inférieur..... 422

IV. - Les étiages atténués de la Moselle en saison froide..... 440

A. - Quelques étiages récents de saison froide. Leurs principales caractéristiques..... 441

B. - Les étiages de la saison froide 1962-1963..... 443

Conclusion..... 449

CHAPITRE V. - LES CRUES DE SAISON CHAUDE ET DE SAISON FROIDE..... 453

I. - Quelques problèmes posés par l'étude des crues.... 455

A. - La définition fort imprécises des crues..... 455

1. Crues et hautes eaux..... 455

2. Critères retenus pour une classification des crues de la Moselle à Cochem..... 458

B. - L'inégale valeur de la documentation relative aux crues..... 460

1. Les hauteurs d'eau en période de crue. Leur valeur parfois discutable..... 460

2. Les débits de crue. L'insuffisance de l'information dans la partie française du bassin..... 462

II. - Les crues locales et les crues générales de saison chaude dans le bassin de la Moselle..... 465

A. - Les crues locales de saison chaude..... 466

1. Une grande fréquence mais une influence limitée sur l'écoulement général..... 466

2. Le rôle souvent décisif des facteurs pédologiques et biogéographiques..... 467

3. La crue exceptionnelle du 30 avril et du 1er mai 1959 dans l'Eifel..... 471

B. - Les crues générales de saison chaude..... 474

1. Des crues surtout fréquentes au début et en fin de saison chaude..... 474

2. Une propagation généralement lente et une évolution sans possibilité de concordances redoutables..... 481

3. Une puissance le plus souvent médiocre et des débordements très limités..... 487

C. - La grave crue de mai 1970..... 496

1. - Une convergence exceptionnelle de facteurs favorables au ruissellement direct..... 497

2. - Le rôle prédominant de la Sarre dans l'écoulement de la crue..... 500

III. - Les crues générales de saison froide dans le bassin de la Moselle..... 504

A. - L'origine essentiellement pluviale des crues de saison froide..... 505

1. - Les averses et les épisodes pluvieux décisifs.. 505

2. - Le rôle généralement secondaire de la fusion nivale..... 507

3. - La rareté des crues aggravées par des phénomènes d'embâcle ou de débâcle..... 508

B. - Les caractères généraux des crues de la Moselle en saison froide..... 512

1. Une fréquence élevée des crues médiocres et moyennes mais une faible fréquence des crues graves et très graves..... 512

2. Une propagation relativement rapide des crues et une évolution compliquée par les apports de la Sarre..... 523

3. Des crues de puissance généralement moyenne... 532

4. Des coefficients d'écoulement de crue assez élevés mais fort variables. 543

C. - Quelques grandes crues récentes de saison froide 548

1. La crue de décembre 1925 - janvier 1926. Sa puissance exceptionnelle à l'aval du bassin..... 549

2. Les crues de décembre 1919 - janvier 1920 et de janvier 1920. La puissance remarquable de la seconde crue à l'aval du bassin..... 555

3. Les crues de décembre 1947 - janvier 1948. Le caractère catastrophique de la première crue dans le bassin moyen..... 562

4. La très grave crue de janvier 1955..... 578

5. Les deux graves crues de février 1958 583

6. Les deux crues de février 1970. La gravité particulière de la seconde crue..... 591

7. La grave crue de décembre 1952..... 599

8. Les graves crues de novembre 1910 et de décembre 1882..... 602

Conclusion..... 611

CHAPITRE VI. - L'INFLUENCE DE LA MOSELLE SUR LE REGIME DU RHIN INFERIEUR..... 625

I. - L'influence de la Moselle sur l'abondance annuelle du Rhin inférieur..... 625

A. - L'abondance moyenne annuelle du Rhin alpin et supérieur..... 626

1. Un accroissement lent de l'abondance absolue.... 626

2. Une décroissance continue de l'abondance spécifique..... 626

B. - Le soutien décisif apporté par la Moselle au Rhin inférieur..... 628

1. Un accroissement sensible de l'abondance absolue 628

2. Une nette atténuation de la décroissance de l'abondance spécifique..... 630

II. - L'influence de la Moselle sur les variations saisonnières des débits du Rhin inférieur..... 631

A. - Le régime à dominante glaciaire puis nivale du Rhin alpin et supérieur..... 632

1. Le régime nivo-glaciaire du Rhin alpin..... 632

2. L'influence de divers affluents du Rhin supérieur et son régime nivo-pluvial par combinaison..... 635

B. - Le rôle déterminant de la Moselle et le régime pluvio-nival par combinaison du Rhin inférieur... 636

III. - L'influence de la Moselle sur les crues du Rhin inférieur..... 639

A. - Les divers types de crues sur le Rhin supérieur et inférieur..... 639

1. Les crues estivales nord -helvétiques et leur fréquente atténuation sur le Rhin supérieur et inférieur. L'influence le plus souvent limitée de la Moselle..... 639

2. Les crues océaniques de saison froide sur le Rhin supérieur et inférieur. Leur évolution, leur propagation et l'accroissement sensible de leur puissance. L'influence déterminante de la Moselle..... 642

B. - Le rôle capital de la Moselle lors de quelques grandes crues océaniques récentes du Rhin inférieur en saison froide..... 649

1. La contribution de la Moselle aux très graves crues de décembre 1925 - janvier 1926 et de janvier 1920. 651

2. La contribution de la Moselle aux graves crues de janvier 1955, de décembre 1947 - janvier 1948 et de février 1958..... 657

Conclusion..... 667

TROISIEME PARTIE

LES TRANSPORTS SOLIDES DANS LE BASSIN DE LA MOSELLE..... 673

CHAPITRE I - LA PREDOMINANCE ET LA CONTINUITE DES TRANSPORTS EN SOLUTION 675

I. - La composition chimique des eaux fluviales naturelles et la nature lithologique des bassins..... 677

A. - Les eaux naturelles des bassins cristallins. Leur faible salinité..... 678

B. - Les eaux naturelles des bassins gréseux. Leur faible salinité..... 685

C. - Les eaux naturelles des bassins calcaires, marno-calcaires et argileux. Leur salinité élevée..... 688

II. - Les variations saisonnières de la salinité des eaux fluviales naturelles..... 695

A. - Une plus faible salinité en saison froide..... 696

B. - Une plus forte salinité en saison chaude spécialement en période d'étiages..... 696

III. - Les effets de la pollution chimique dans les bassins moyen et inférieur de la Moselle..... 700

A. - Les principales sources de pollution par le chlore. 700

B. - Quelques exemples de secteurs fluviaux pollués. Les effets de la pollution de la Moselle sur le Rhin inférieur..... 702

Conclusion..... 709

CHAPITRE II. - LA FAIBLE IMPORTANCE ET LA VARIABILITE DES TRANSPORTS EN SUSPENSION..... 713

I. - Les variations de la turbidité annuelle dans l'espace 717

A. - La très faible turbidité annuelle dans les bassins cristallins et gréseux du massif vosgien..... 718

B. - La faible turbidité annuelle dans les bassins calcaires, marno-calcaires et argileux du Plateau Lorrain..... 721

II. - Les variations saisonnières de la turbidité..... 724

A. - Une turbidité généralement plus faible en saison chaude..... 725

B. - Une turbidité plus forte en saison froide spécialement en période de crues..... 728

Conclusion..... 731

CHAPITRE III. - L'EXTREME FAIBLESSE ET LA DISCONTINUITE FONDAMENTALE DES TRANSPORTS DE FOND..... 735

I. - Les modalités des transports de fond en milieu tempéré océanique..... 736

A. - L'origine des matériaux grossiers..... 736

B. - La faible fréquence des transports de fond même en moyenne montagne..... 737

II. - Les transports de fond dans la vallée de la haute Moselle. Leur difficile évaluation..... 739

A. - Les résultats insuffisants des méthodes classiques..... 741

B. - La méthode des traceurs radioactifs et ses résultats qualitatifs et quantitatifs..... 747

Conclusion..... 760

CONCLUSION GENERALE..... 763

SOURCES ET DOCUMENTS..... 769

BIBLIOGRAPHIE..... 779

LISTE DES TABLEAUX..... 811

TABLE DES FIGURES..... 817

LEGENDE DES CARTES HORS-TEXTE 823

TABLE DES MATIERES..... 827